

**UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID**  
**FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS**  
**DEPARTAMENTO DE ASTROFÍSICA Y**  
**CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA**



**TESIS DOCTORAL**

**La señal de El Niño Modoki en la estratosfera**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTORA

PRESENTADA POR

**Isabel Zubiaurre Molina**

DIRECTORA

**Natalia Calvo Fernández**

**Madrid, 2017**

Universidad Complutense de Madrid

Facultad de Ciencias Físicas

Departamento de Astrofísica y Ciencias de la Atmósfera



UNIVERSIDAD COMPLUTENSE  
MADRID

# **La señal de El Niño Modoki en la estratosfera**

Tesis Doctoral

Dirigida por Natalia Calvo Fernández

Isabel Zubiaurre Molina

Madrid, 2016



Natalia Calvo Fernández, Profesora Titular del Departamento de Astrofísica y Ciencias de la Atmósfera de la Universidad Complutense de Madrid

CERTIFICA:

Que la presente memoria ‘La señal de El Niño Modoki en la estratosfera’ ha sido realizada bajo mi dirección en el Departamento de Astrofísica y Ciencias de la Atmósfera de la Facultad de Ciencias Físicas de la Universidad Complutense de Madrid por D<sup>a</sup> Isabel Zubiaurre y que constituye su tesis para optar al grado de Doctora en Ciencias Físicas.

Para que conste, firmo la presente certificación en Madrid a 2 de marzo de 2016.

Fdo: Natalia Calvo Fernández







# Agradecimientos

Nunca pensé en hacer un doctorado, la verdad. Nunca me llamó el mundo de la investigación a pesar de mi pasión por la ciencia, el conocimiento y la divulgación y, a pesar, sobre todo, de mi constante afán de saber los porqués de todo. Sin embargo, hubo dos personas que se fijaron en mí para hacerme un hueco en su mundo; un mundo en el que he aprendido tantas cosas a nivel profesional, cultural y personal que ya sólo por el hecho de todo lo que he echado en mi “mochila de la vida”, uno se siente muy agradecido. Algo debieron de ver. Tengo que agradecer tanto a Ricardo García Herrera como a Emiliano Hernández que quisieran apostar por mí. Por un lado, porque es un halago que dos reconocidos profesionales confíen en ti y el más importante, porque a partir de ahí he llegado a donde estoy ahora. Hacer un doctorado no sólo te aporta un título académico y una excelente formación, te ayuda a madurar en distintos aspectos de la vida. Sin ellos, hoy yo no presentaría este trabajo.

Unos abren la puerta y otros te acompañan día a día en tu camino. En este tren formativo siempre estuvo conmigo Natalia Calvo. Natalia es alegría, vitalidad, carácter, exigencia y una estupenda persona. Lógicamente, en unos agradecimientos de una tesis, a tu directora debes reconocerle su labor como tal y toda la sabiduría que te ha aportado... Así lo hago y que conste primeramente. Pero, lo que más me sale de dentro es destacar su lado humano, sus charlas, su apoyo y los meses compartidos en Boulder. Creo que sin ella, mi estancia allí no la recordaría con tanto cariño.

No nos marchamos de Colorado, más concretamente del National Center for Atmospheric Research, sin gratificar a Rolando García por su colaboración en mi trabajo y por hacerme sentir como en casa. Ha sido un honor compartir charlas estratosféricas con un experto de semejante talla.

De vuelta a España y dentro del departamento de Astrofísica y Ciencias de la Atmósfera, quiero hacer un hueco a los que han sido mis compañeros, tanto a los de mi laboratorio como a los de PALMA. Me han escuchado, han compartido conmigo sus problemas (de distinta índole) y lo mejor de todo, nos lo hemos pasado, finamente dicho, muy bien en los congresos de Viena. Gracias por todas las vivencias y por demostrar que los científicos, fuera de nuestro estereotipo *friki*, molamos.

Sin menospreciar a los mencionados más arriba, el orden de agradecimientos no corresponde al de importancia. Sin duda, y creo que es de entender, los miles de gracias son para mi madre y para mi padre, ambos científicos, ambos profesores y ambos contribuidores a una sociedad mejor. A mi madre, aparte de por todo lo que se le puede agradecer a una madre y a sus croquetas, por enseñarme la importancia del sacrificio, del trabajo, de la voluntad y por siempre responder a mis miles de preguntas. Además, por ser una magnífica profesora, ya que me enseñó, no sólo la materia sino la mejor forma de estudiar y entender la ciencia (estoy segura de que sus alumnos opinan igual que yo pero ella no puede oír sus agradecimientos). A mi padre, por todo. Por un lado, por transmitirme los valores de educación que debe tener nuestra sociedad, por ser un profesor divertido y apasionado y por enseñarme la importancia del trabajo bien hecho. La parte más importante, por escucharme siempre, ya estuviese en Madrid, en Estados Unidos, en Valladolid o en la Conchinchina. Creo que sin dos padres así nunca hubiese desarrollado mi pasión por la ciencia, el trabajo y los estudios.

No quiero dejar fuera al resto de mi familia y de mis amigos que sin mencionarlos expresamente saben que tienen un hueco en este apartado. Gracias a ellos por toda la confianza depositada siempre en mí y por todo el amor recibido, dos compuestos principales que, al igual que el oxígeno y el nitrógeno para la Tierra, hacen posible que haya química en mi vida.



A mi hermano, al que cedo el testigo universitario, y a mi abuela, que siempre  
quiso estudiar.

*‘Dadme un punto de apoyo y moveré el mundo’ – Arquímedes, s II a. C.*



# Índice general

## **Resumen**

## **Summary**

## **Capítulo I. Introducción**

### 1.1. ENSO en la troposfera

#### 1.1.1. ENSO Canónico

#### 1.1.2. ENSO Modoki

#### 1.1.3. Teleconexiones en ENSO

### 1.2. ENSO en la estratosfera

#### 1.2.1. Aspectos generales de la estratosfera

#### 1.2.2. La señal de ENSO en la estratosfera

#### 1.2.3. Propagación descendente de la señal de ENSO en latitudes altas

### 1.3. Objetivos

## **Capítulo II. Datos y Metodología**

### 2.1. Datos WACCM 3.5

### 2.2. Datos ERA40

### 2.3. Datos HadISST

### 2.4. Metodología

#### 2.4.1. Índices para ENSO Convencional

#### 2.4.2. Índices para ENSO Modoki

#### 2.4.3. Métodos estadísticos

## **Capítulo III. Señal de ENSO Modoki en la atmósfera media**

### 3.1. Señal de ENSO en las temperaturas superficiales del mar

### 3.2. Señal de ENSO Modoki en las temperaturas superficiales del mar

### 3.3. Comparación con ERA40

### 3.4. Comparación con El Niño Canónico



## **Capítulo IV. Mecanismos**

- 4.1. Análisis del Flujo de Eliassen-Palm
- 4.2. Propagación vertical de las anomalías de onda en latitudes medias
  - 4.2.1. Propagación vertical de la señal de ondas en el Hemisferio Sur
  - 4.2.2. Propagación vertical de la señal de ondas en el Hemisferio Norte
- 4.3. Forzamiento troposférico
  - 4.3.1. Teleconexiones troposféricas en el Hemisferio Sur
  - 4.3.2. Teleconexiones troposféricas en el Hemisferio Norte
- 4.4. Mecanismos asociados a las teleconexiones

## **Capítulo V. Impacto troposférico de la señal ENSO Modoki estratosférica**

- 5.1. Propagación descendente sobre el polo sur y posible impacto en troposfera

## **Capítulo VI. Caracterización de la respuesta de El Niño Modoki.**

## **Capítulo VII. Conclusiones**

## **Capítulo VIII. Bibliografía**

## **Apéndice**

## **Acrónimos**

## **Resumen**

El fenómeno de El Niño Oscilación del Sur (ENSO) constituye la mayor fuente de variabilidad interanual de la troposfera subtropical. Sin embargo, desde 1979 la variabilidad en la cuenca del Pacífico tropical parece estar asociada no sólo al “ENSO Canónico” sino también con un nuevo tipo de ENSO conocido como ENSO Modoki. La fase cálida de este nuevo fenómeno (El Niño Modoki) se caracteriza por tener un núcleo de anomalías cálidas en la temperatura de la superficie del mar en el centro del océano Pacífico tropical, en vez de mostrarlo en el este del Pacífico ecuatorial como ocurre durante un Niño Canónico. Además de estas anomalías cálidas, aparecen dos centros de anomalías frías en el este y oeste del Pacífico tropical durante El Niño Modoki mientras que para El Niño Canónico estas anomalías negativas están localizadas exclusivamente en el Pacífico occidental.

Esta tesis revela el impacto de El Niño Modoki en la estratosfera basándose en 4 simulaciones hechas con el Modelo de Circulación General WACCM 3.5 (Whole Atmosphere Community Climate Model), desde 1953 hasta 2004. En estas simulaciones las temperaturas de la superficie del mar, los gases de efecto invernadero y los compuestos halógenos están prescritos siguiendo las observaciones. Además, se analizan datos del reanálisis del Centro Europeo de Predicción a Medio Plazo ERA-40. Finalmente, la señal de El Niño Modoki se compara con la ya conocida señal estratosférica producida por El Niño Canónico. Los resultados de esta tesis revelan un calentamiento significativo en la estratosfera polar del Hemisferio Sur en el invierno boreal durante el Niño Modoki junto con un debilitamiento de los vientos del oeste en la baja estratosfera. Estas señales se propagan hacia la troposfera al inicio de la primavera boreal dando lugar a una fase negativa de la Oscilación Antártida. Por el contrario, en el Hemisferio Norte, la señal apenas es significativa en las latitudes medias y altas. Estos resultados difieren de la respuesta estratosférica característica de El Niño Canónico, que muestra una señal robusta en la estratosfera polar del Hemisferio Norte pero no en el Hemisferio Sur.

El análisis dinámico de los mecanismos que dan lugar a estas señales pone de manifiesto que las diferencias en la señal estratosférica de ambos fenómenos están asociadas a cambios en la convección en el Pacífico ecuatorial y a diferencias en las teleconexiones troposféricas ligadas a cada tipo de episodio. Así, el análisis de las ondas y su interferencia con el flujo medio muestra que la posición de las anomalías de convección en El Niño Modoki, más hacia el oeste en el Pacífico tropical comparadas con las anomalías en convección generadas por El Niño Canónico, resulta determinante en la respuesta del fenómeno en la estratosfera del Hemisferio Sur. Una mayor convección al oeste del Pacífico tropical favorece la intensificación de la teleconexión del Pacífico y Atlántico Sur de tal forma que las ondas anómalas asociadas a El Niño Modoki interfieren de forma constructiva con las ondas climatológicas en las latitudes medias del Hemisferio Sur. Así, el análisis del flujo de Eliassen Palm y su divergencia muestran que la propagación ascendente es efectiva y que la disipación anómala de estas ondas en la estratosfera genera una modulación de la señal en viento y temperatura dando lugar a una señal significativa en la estratosfera polar de este hemisferio. En cambio, en el Hemisferio Norte, las ondas anómalas asociadas a El Niño Modoki no interfieren de forma constructiva con las ondas climatológicas, debido principalmente a la localización de la baja Aleutiana, situada en latitudes más meridionales que durante El Niño Canónico. Esto impide la propagación ascendente de la señal de El Niño Modoki hacia la estratosfera en este hemisferio.

## Summary

The El Niño Southern Oscillation (ENSO) phenomenon is the largest source of interannual variability in the subtropical stratosphere. However, since 1979 the variability in the tropical Pacific is linked not only to the conventional ENSO but also to a new kind of ENSO known as ENSO Modoki. The warm phase of this new phenomenon (El Niño Modoki) shows an anomalous heating in sea surface temperatures in the central Pacific accompanied by cold anomalies in the eastern and eastern parts of the Tropical Pacific Ocean. This is different from the sea surface pattern of the Canonical El Niño, which shows anomalous warming in the east Pacific and anomalous cooling only in the western part.

This thesis reveals the impact of El Niño Modoki in the stratosphere by using 4 simulations performed with the General Circulation Model WACCM 3.5 (Whole Atmospheric Climate Model) and run from 1953 to 2004. In these simulations, sea surface temperatures and greenhouse gases and halogen concentrations are specified from observational values. In addition, observational data from the European Centre for Medium Weather Forecast reanalysis product, ERA-40, is analyzed. The El Niño Modoki signal is also compared to the well-known Canonical El Niño signal. The results show a significant warming in the polar stratosphere of the Southern Hemisphere during boreal winter together with a weakening of the zonal mean zonal winds in the lower polar stratosphere. These anomalies propagate downwards, reaching the troposphere in early boreal spring and leading to a negative phase of the Antarctic Oscillation. On the contrary, in the Northern Hemisphere the signal is barely significant in the polar stratosphere. These results are clearly different from those associated with the Canonical El Niño, which shows a robust response only in the polar stratosphere of the Northern Hemisphere.

A dynamical analysis has been performed to uncover the mechanisms that explain these signals. This analysis highlights that the differences in the stratospheric response in both hemispheres is related with changes in anomalous heating and convection in the

equatorial Pacific Ocean, which leads to different tropospheric teleconnections for each type of El Niño. Thus, the analysis of the waves and the wave- mean flow interaction reveals that the location of the convective anomalies during El Niño Modoki is key to explain the stratospheric signal in the Southern Hemisphere. These anomalies are located in the central-west tropical Pacific, westward of the anomalies during the Canonical El Niño, and favor the intensification of the Pacific South American teleconnection in the troposphere. Thus, the anomalous waves associated with El Niño Modoki constructively interfere with the climatological eddy field at middle latitudes in the Southern Hemisphere. Anomalous upward propagation and dissipation occurs in the stratosphere as illustrated by the analysis of the Eliassen Palm flux and its divergence. The anomalous dissipation of waves modulates the zonal mean zonal wind and zonal mean temperature leading to a significant response in the Southern Hemisphere polar stratosphere. In contrast, in the Northern Hemisphere, the anomalous El Niño Modoki waves do not constructively interfere with the climatological eddy field, mainly due to the location of the Aleutian low, which appears lower in latitude than during the Canonical El Niño. This hampers the upward wave propagation of the El Niño Modoki signal towards the stratosphere in this hemisphere.

# **Capítulo I. Introducción**



## **1.1. ENSO en la troposfera**

### **1.1.1. ENSO Canónico**

El acrónimo ENSO (El Niño-Oscilación del Sur) hace referencia a dos fenómenos que ocurren en el trópico: El Niño y la Oscilación del Sur. El primero es un calentamiento anómalo de la costa este del Pacífico tropical que viene acompañado por intensas precipitaciones en esa zona. El segundo describe un fenómeno atmosférico relacionado con una variación a gran escala del sistema de presión atmosférica del trópico que produce cambios en los vientos alisios en el Pacífico y, en consecuencia, altera el patrón global de precipitaciones. ENSO afecta a los ecosistemas, la agricultura, el suministro de agua fresca, los huracanes y a otros episodios de tiempo severo alrededor del mundo. De hecho, es una de las fuentes de variabilidad climática natural más importantes (junto con la variación estacional y los monzones) y es el principal modo de variabilidad en el sistema acoplado atmósfera-océano (Ribera y Mann 2002).

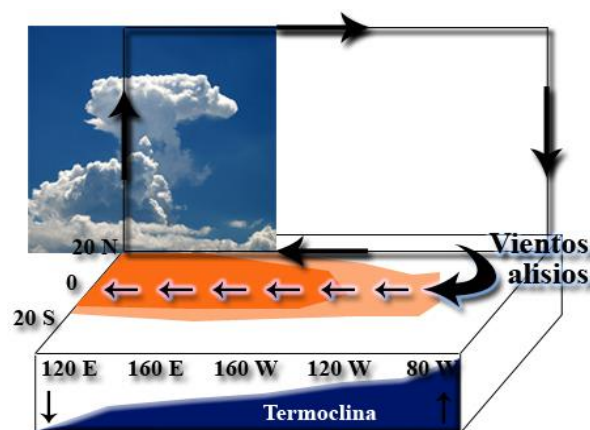
Aunque las primeras siglas del acrónimo ENSO aluden a El Niño, el fenómeno ENSO incluye dos fases, la fase cálida o El Niño (con calentamiento del Pacífico oriental) y la fase fría o La Niña (caracterizada por un enfriamiento de la misma región). En este sentido, atendiendo al patrón de la temperatura superficial del mar (SST), El Niño y La Niña se describen como fases opuestas.

La gran intensidad del episodio El Niño ocurrido entre 1982 y 1983, junto con sus efectos en el tiempo y el clima de otras partes del mundo, despertaron mucho interés. Sin embargo, ya desde muchos años atrás existían estudios que hablaban de la existencia de este fenómeno. En los tiempos de la conquista del Perú por los españoles, en su *Historia Natural y Moral de las Indias* (publicada en Madrid en 1590), el jesuita Joseph de Acosta mencionaba que las extremas sequías que normalmente ocurrían en la región eran interrumpidas en ocasiones por grandes aguaceros. El hecho de que este fenómeno ocurriera alrededor de la fecha de Navidad (momento en el que la religión católica celebra el nacimiento de Cristo) fue lo que le llevó a la denominación de "El Niño".



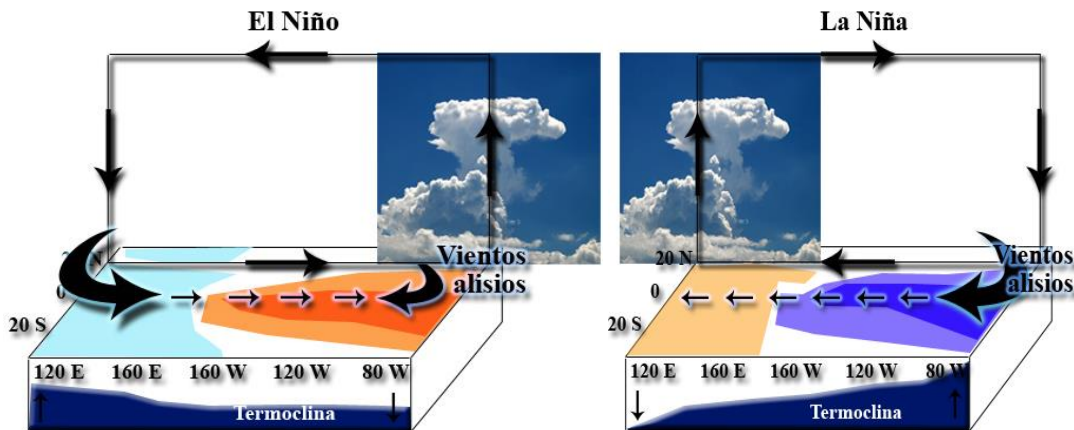
A finales del siglo XIX los meteorólogos del Observatorio Real de la India, y más en concreto Sir Gilbert Walker, describieron el patrón de presión atmosférica en toda la cuenca del océano Pacífico como un balancín, de modo que cuando la presión era relativamente alta sobre Sudamérica y el Pacífico oriental, era baja en el Pacífico occidental, Indonesia y partes de la India, y viceversa. Esta oscilación es la que se denominó Oscilación del Sur y que también se incluye en el acrónimo ENSO. Más adelante, durante el Año Geofísico Internacional (que coincidió con el episodio El Niño de 1957-58), las medidas de las anomalías atmosféricas y oceánicas que acompañaron a ENSO permitieron a Jakob Bjerknes y a Klaus Wyrtki desarrollar la primera teoría moderna de ENSO.

La Figura 1.1 muestra las condiciones climatológicas típicas del Pacífico tropical, que es la zona de origen de los episodios ENSO. Aquí, en condiciones normales, los vientos alisios impulsan las corrientes oceánicas que circulan de este a oeste cerca del Ecuador y se refuerzan por el propio gradiente de presión de la zona (baja en el Pacífico occidental y alta en el Pacífico oriental). Debido a la fuerza de Coriolis, los vientos alisios se desvían hacia el norte en el Hemisferio Norte (HN) y hacia el sur en el Hemisferio Sur (HS), causando una divergencia en superficie que hace que las aguas profundas en el Pacífico oriental afloren y que en consecuencia, la SST en esa zona sea menor que en el Pacífico occidental. Es decir, se produce un afloramiento de la termoclina (nivel de transición entre las aguas superficiales, más o menos cálidas, y las aguas profundas, mucho más frías).



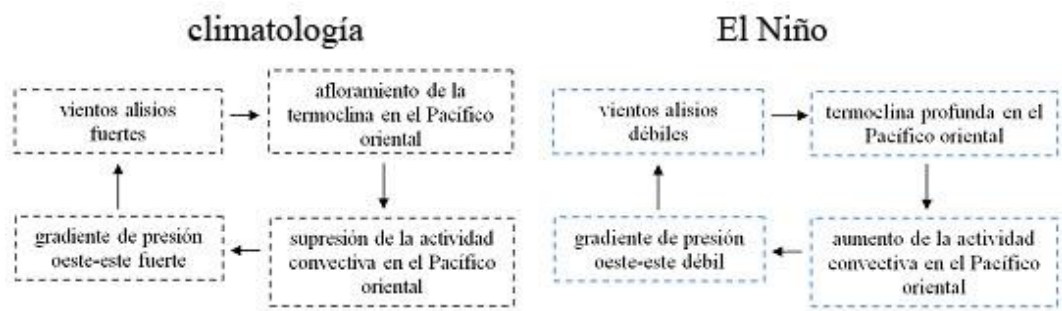
**Figura 1.1.** Esquema del sistema oceánico y atmosférico en el Pacífico tropical durante condiciones climatológicas normales. Los colores en el plano horizontal hacen referencia a las anomalías de SST (positivas en tonos cálidos y negativas en tonos fríos).

Durante un episodio ENSO la climatología del Pacífico tropical se ve alterada por el acoplamiento dinámico entre la atmósfera y el océano. Por lo tanto, los dos fenómenos que dan lugar al origen del acrónimo ENSO (El Niño y la Oscilación del Sur) no son independientes ya que, como se verá a continuación, la variación de la presión da lugar a anomalías de la SST, y al revés (Bjerknes 1969).



**Figura 1.2.** Esquema del sistema oceánico y atmosférico en el Pacífico tropical durante condiciones de ENSO cálido (izquierda) y de ENSO frío (derecha).

En El Niño, (Figura 1.2, izquierda), se produce la propagación de un tipo de ondas de Kelvin (Gill 1982), conocidas como oscilación de Madden-Julian (Madden y Julian 1972), a través del Pacífico hacia el este, debilitando los vientos alisios. Esto conlleva una profundización de la termoclina y por tanto, de aguas profundas que se encuentran más frías, lo que genera un aumento anómalo de la temperatura superficial en el Pacífico este. Estas aguas más cálidas de lo normal dan lugar a una mayor convección sobre la zona asociada de menor presión y como resultado, a precipitaciones más intensas y a una presión aún menor. Al contrario, en el otro extremo de la cuenca, en el Pacífico occidental, aumenta la presión en superficie y la humedad disminuye.



**Figura 1.3.** Esquema del ciclo de retroalimentación del clima promedio y de episodios El Niño.

Esta secuencia de actuaciones no termina aquí sino que se crea un ciclo de retroalimentación (Figura 1.3). Por un lado, la disminución de la presión en el Pacífico oriental debilita aún más los vientos alisios y por tanto, intensifica las consecuencias enumeradas arriba. Por otro lado, el afloramiento de la termoclina en el oeste y la profundización en el este generan, a su vez, ondas de Kelvin y ondas de Rossby. Las primeras se propagan hacia el este y favorecen la profundización de la termoclina en el Pacífico oriental y las segundas se propagan hacia el oeste, ayudando a un mayor afloramiento de la termoclina en el oeste y retroalimentando el ciclo.

Entre siete y ocho meses después del comienzo del ciclo, las ondas de Rossby se reflejan en la costa este de los continentes y regresan a su punto de partida en forma de ondas de Kelvin. El exceso de contenido de calor en la cuenca este del Pacífico se propaga hacia el oeste. Esta liberación de calor en el Pacífico oriental hace que entre doce y quince meses después las SSTs de la zona disminuyan. Una vez que la termoclina recupera su posición normal, los vientos alisios también restablecen su comportamiento climatológico habitual. Es decir, a través de un proceso inverso al que da lugar a la fase cálida de ENSO, el sistema recupera las condiciones climatológicas normales.

El aumento de la pendiente de la termoclina durante El Niño da lugar a una mayor liberación de calor ecuatorial en regiones fuera del Ecuador y a la transición entre El Niño y La Niña (Kug et al. 2009). La Figura 1.2 (derecha) muestra como durante La Niña un reforzamiento de los vientos alisios da lugar a una mayor profundización de la termoclina al oeste del Pacífico y por tanto, a SSTs superiores que producen una mayor actividad convectiva y una mayor intensidad de las precipitaciones de la zona. La gran diferencia de valores de SST entre el Pacífico ecuatorial y Occidental (gradiente de SST) hace que la liberación de calor sea efectiva. Este proceso básico es el que se conoce como hipótesis de Bjerknes (Bjerknes 1969), mecanismo de acción diferida u oscilador de recarga. Según esta hipótesis, El Niño actúa como mecanismo de transporte del exceso de contenido de calor del océano desde el Ecuador a zonas del Pacífico extraecuatorial y tiene un periodo de ocurrencia entre dos y siete años.

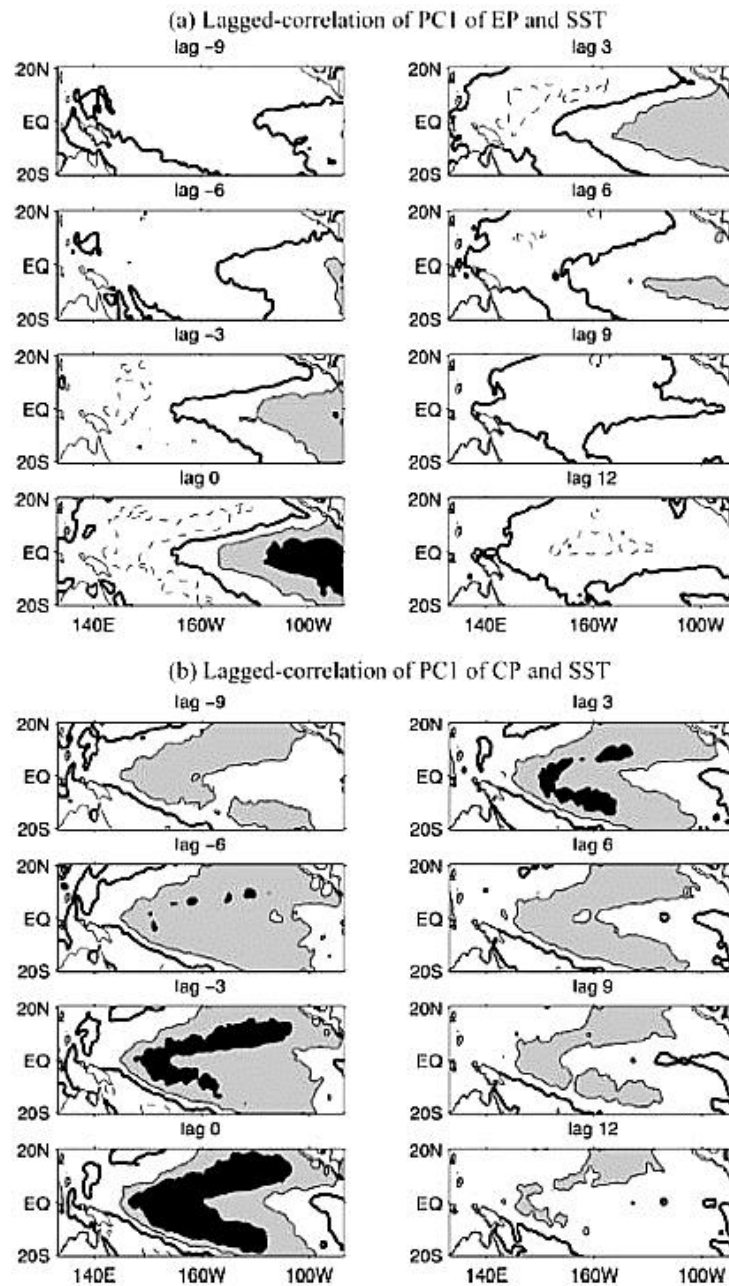
### 1.1.2. ENSO Modoki

En la última década, diversos estudios han demostrado que la variabilidad en el Pacífico tropical no está asociada a un único tipo de episodio ENSO (Ashok et al. 2007, Kao y Yu 2009, Kug et al. 2009, Yeh et al. 2009). Parece que el patrón convencional de ENSO está experimentando un cambio en la frecuencia, amplitud y localización de las anomalías de distintas variables, por lo que se plantea la posibilidad de que se trate de un nuevo fenómeno cada vez más frecuente desde inicios del siglo XX.

En 2003 la Administración Estadounidense del Océano y la Atmósfera (NOAA) definió El Niño como el fenómeno en el Pacífico ecuatorial caracterizado por un aumento de la temperatura superficial del mar, con respecto a la media, de 0.5 °C en la región del centro del Pacífico (120 W - 170 W). Sin embargo, en el episodio El Niño ocurrido en 2004 el calentamiento se extendió más hacia el oeste (alcanzando valores máximos en torno a la línea de cambio de fecha) mientras que las temperaturas en el Pacífico este y oeste eran más bajas de lo normal. La solución que se planteó fue redefinir o renombrar dicho fenómeno y así se utilizó el término El Niño Modoki, que en japonés significa “similar pero diferente” (Ashok et al. 2007, Weng et al. 2007). Desde entonces han surgido distintas formas para referirse a él en la literatura: *Pseudo-Niño*, *Dateline El Niño* (El Niño de Cambio de fecha) (Larkin y Harrison 2005), *Central Pacific-El Niño* (El Niño del Pacífico central, CP-El Niño) (Graf 1986, Kao y Yu 2009, Yeh et al. 2009) o *Warm Pool El Niño* (Kug et al. 2009).

Para diferenciar este fenómeno de El Niño del tradicional, este último se pasó a denominar El Niño Canónico, *Eastern Pacific-El Niño* (El Niño del Pacífico este, EP-El Niño) o *Cold Tongue El Niño*. Es precisamente la diferencia en el patrón de anomalías de SST el rasgo fundamental que diferencia ambos tipos. En adelante, en esta tesis, se empleará El Niño Canónico y El Niño Modoki para referirse a ambos fenómenos.

El Niño Canónico (Figura 1.4, a) exhibe las anomalías positivas de SST en torno a la costa oeste de Sudamérica, donde alcanzan su máximo, se propagan hacia el oeste y están acompañadas de anomalías más débiles y opuestas en el Pacífico oeste. Tres meses después del máximo de las anomalías el calentamiento disminuye.



**Figura 1.4.** Correlación de las componentes principales de El Niño Canónico (arriba) y El Niño Modoki (abajo) con anomalías de SST en el Pacífico tropical. Contornos cada 0.3 K y nivel de confianza de 95% con un test de Student de dos colas. Figura de Kao y Yu (2009).

Para El Niño Modoki (Figura 1.4, b), las anomalías de SST aparecen cerca de la línea de cambio de fecha, donde se desarrollan y maduran dando lugar a una anomalía con forma de V (con el vértice hacia el oeste) que se extiende hacia los subtrópicos en ambos hemisferios (aunque más claramente en el HN). En los extremos de la cuenca, las anomalías de SST son negativas, teniendo una mayor extensión en el Pacífico oeste. Tres meses después de que el fenómeno alcance su máxima intensidad (que siempre es menor que para El Niño Canónico), pierde fuerza y desaparece en el centro del Pacífico.

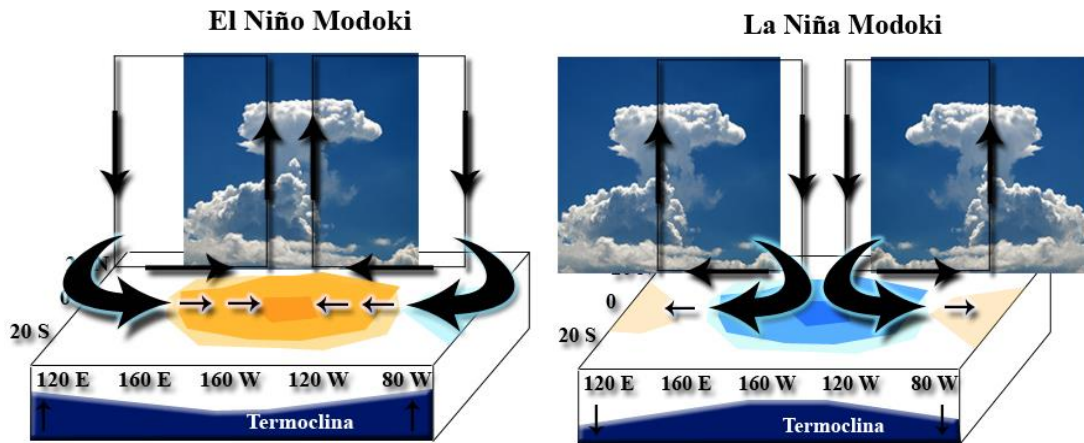
## Capítulo I. Introducción

Un comportamiento similar se observa con las anomalías de viento superficial. Durante ENSO Canónico, éstas se extienden a gran parte del Pacífico tropical mientras que durante ENSO Modoki, se concentran en el centro y oeste del Pacífico.

En episodios de El Niño Modoki, las anomalías positivas en el centro del Pacífico generan gradientes zonales en diversas direcciones que se alejan del máximo de SST en el Pacífico central. Concretamente, la componente del gradiente con dirección este da lugar a un transporte de calor hacia el polo norte (se desplaza hacia la derecha en los subtrópicos del HN debido a la fuerza de Coriolis), mientras que aquella hacia el oeste origina un transporte de calor hacia el ecuador (al contrario en el HS). El resultado es que ambas componentes se compensan y el proceso de liberación del calor ecuatorial no es efectivo. En consecuencia, el mecanismo del oscilador de recarga (desencadenado por una mayor inclinación de la termoclina como en el caso de ENSO Canónico) no puede explicar la transición de fases en el caso de ENSO Modoki. Además, las anomalías en el centro del océano Pacífico se extienden hasta los 100 m de profundidad, por encima de la termoclina (150 m - 200 m), por lo que se deduce que la termoclina no está involucrada en la evolución de ENSO Modoki (Kao y Yu 2009).

Estas anomalías en la circulación oceánica se relacionan con la precipitación, por lo que el centro de anomalías de precipitación se traslada al centro del Pacífico (Figura 1.5, izquierda) mientras que para El Niño Canónico ocurre en el este del Pacífico (Figura 1.2, izquierda). La precipitación asociada es menos intensa para El Niño Modoki que para El Niño Canónico. A pesar de ello, cuando se realiza un análisis del desplazamiento vertical de aire para cada tipo de ENSO, la magnitud de las anomalías sí es comparable (Kug et al. 2009). Esto se debe a que las anomalías de SST en el centro del Pacífico son mucho más efectivas induciendo convección que aquellas del Pacífico este, por lo que ENSO Modoki tiene impactos globales comparables con los de ENSO Canónico aunque sus anomalías de SST sean menores.

En resumen, el fenómeno de El Niño Modoki está gobernado por una retroalimentación advectiva y tiende a originarse, desarrollarse y desaparecer en el centro del Pacífico tropical *in situ*. Por ello, ENSO Modoki se relaciona con procesos de acoplamiento locales en el centro del Pacífico (Kao y Yu 2009).



**Figura 1.5.** Esquema del sistema oceánico y atmosférico en el trópico durante condiciones de ENSO Modoki cálido (izquierda) y de ENSO Modoki frío (derecha).

Aunque La Niña Modoki no tiene porqué ocurrir necesariamente a continuación de un episodio El Niño Modoki, sí que se ha observado que La Niña Modoki tiene características físicas y patrones análogos a la fase cálida, lo cual implica que ambas fases deben compartir un proceso físico común (Yu y Kim 2009). En la fase fría (Figura 1.5, derecha), las anomalías en el centro del Pacífico son negativas pero de la misma magnitud que las asociadas a El Niño Modoki. Sin embargo, esto no ocurre durante ENSO Canónico, ya que aunque ambas fases de ENSO Canónico poseen un mismo tipo de patrones y de evolución, la fase positiva es más fuerte que la negativa.

A través de un análisis de Funciones Ortogonales Empíricas (EOF)\* de las SSTs en el Pacífico tropical, varios estudios demuestran que El Niño Canónico y El Niño Modoki son los dos primeros modos de variabilidad de la cuenca del Pacífico tropical (Ashok et al. 2007, Kao y Yu 2009, Trenberth y Smith 2009). De hecho, a través de este análisis estadístico, Ashok et al. (2007) mostraron que es a partir de 1979 cuando El Niño Modoki comenzó a aparecer como modo de variabilidad principal del Pacífico tropical. El aumento de episodios de ENSO Modoki tras 1979 ha reforzado su importante papel en la variabilidad de esta región del océano, que es dominante en los trópicos a partir de esa fecha. Precisamente, a partir de entonces, este nuevo fenómeno no se asocia a ENSO convencional.

\* El análisis de las Funciones Ortogonales Empíricas (EOF) es una técnica estadística que permite obtener los principales patrones de variabilidad de la variable estudiada (Richman 1986).

## Capítulo I. Introducción

No sólo el análisis EOF de la SST, sino también el de la radiación de onda larga (OLR) ha demostrado que los dos primeros modos de variabilidad muestran patrones de convección asociados respectivamente a ENSO Canónico y ENSO Modoki e independientes entre sí (Xie et al. 2012).

No obstante, existen estudios que contradicen estos resultados. Según Takahashi et al. (2011) los dos primeros modos de variabilidad en el Pacífico tropical no describen fenómenos distintos sino una evolución no lineal de ENSO. El resultado de Takahashi et al. (2011) concuerda con estudios anteriores como el de Calvo et al. (2004), quienes muestran que los dos modos principales de variabilidad de la temperatura tropical son parte del mismo fenómeno. El primero se asocia a las ondas anómalas que se forman debido al calentamiento del Pacífico este y su componente principal se correlaciona significativamente con el índice N3.4. Por otro lado, la componente principal del segundo modo de variabilidad adelanta a N3.4 entre 10 y 12 meses, por lo que Calvo et al. (2004) deducen que se relaciona con la fase inicial de ENSO.

Esta diferencia temporal coincide en cierto modo con los resultados de Ashok et al. (2007) aunque los interpretan de diferente manera. Durante el periodo 1958 - 1978 estos autores encuentran que la máxima correlación entre PC1 y PC2 ocurre con un desfase de diez meses y que un 36% de la variabilidad de la segunda EOF se relaciona con ENSO (o lo que es lo mismo, con la EOF1). Cuando Ashok et al. 2007 restringen el estudio al periodo 1979 - 2004, el cociente de correlación entre ambas componentes disminuye, lo que indica que las EOF1 y EOF2 no están tan relacionadas entre sí para dicho periodo. Además, cuando asocian el N3.4 (empleado por Calvo et al. 2004) con la PC2 para este nuevo periodo 1979 - 2004, el resultado es tan sólo de 0.19, valor demasiado pequeño y que descarta cualquier relación entre ENSO Convencional y el segundo modo de variabilidad del Pacífico tropical en las últimas décadas.

A partir de estos estudios se buscaron las posibles causas del cambio en la frecuencia y la amplitud de estos fenómenos a finales de los setenta (An y Wang 2000, Wang y An 2001, Ashok et al. 2007, Yeh et al. 2009). La mayor ocurrencia de El Niño Modoki se ha atribuido a la variabilidad climática natural y a factores antropogénicos.



Dentro de estos últimos se sabe que una mayor concentración de dióxido de carbono ha ocasionado un calentamiento del Pacífico tropical que ha modificado el centro de convección de la zona asociada con ENSO (Liu et al. 2005). Los gases de efecto invernadero podrían haber dado lugar a una menor inclinación de la termoclina y por tanto, a una menor diferenciación entre zonas de la profundización de las aguas frías del Pacífico, lo que es consistente con una circulación de Walker más débil y alisios menos intensos.

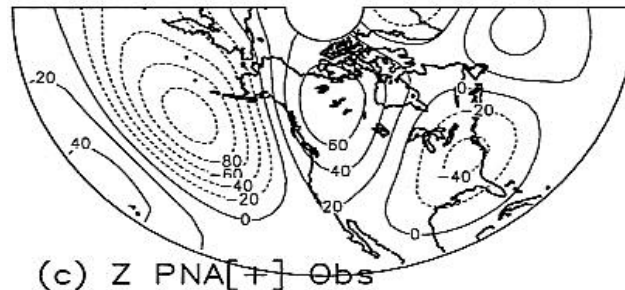
Como se explicó anteriormente, la actividad convectiva en el Pacífico tropical se relaciona con el clima de otras regiones, por lo que variaciones en su localización dentro de la cuenca pueden dar lugar a cambios en el clima fuera del trópico. Varios son los autores que han estudiado las señales asociadas a ENSO Modoki y ENSO Canónico en extratropicos y todos recalcan la importancia de estudiarlas para los dos fenómenos por separado, con el fin de aislar sus impactos y mejorar su predicción (Weng et al. 2007, Kao y Yu 2009, Kim et al. 2009). Estos aspectos se tratan en el siguiente apartado.

### **1.1.3. Teleconexiones asociadas a ENSO**

Una teleconexión es una correlación significativa entre las fluctuaciones de un campo meteorológico de distintas zonas separadas geográficamente (para escalas de tiempo mensuales o mayores) y sugiere que la señal se propaga de un punto a otro.

En 1966 Bjerknes (Bjerknes 1966) fue el primero en afirmar que existía una relación robusta entre la fase cálida de ENSO y la circulación atmosférica del invierno del HN. Así, relacionó las teleconexiones a escala global con el calentamiento del Pacífico. Wallace y Gutzler (1981) establecieron los principales patrones de teleconexión del HN. Uno de los más importantes en relación con ENSO es el patrón de teleconexión del Pacífico y Norteamérica (PNA), un tren de ondas cuasiestacionario con cuatro centros de acción que se identifican por las zonas donde se localizan las bajas y altas presiones. La PNA posee un centro de altas presiones sobre Hawái (20 N, 160 W), una baja en las islas Aleutianas que profundiza sobre el Pacífico norte (45 N, 165 W), otro centro de altas presiones sobre Alberta, al oeste de Canadá, (55 N, 115 W) y el último, una baja sobre la región de la costa del Golfo de México (20 N, 85W)

(Figura 1.6). Wallace y Gutzler (1981) hallaron que esta estructura de altas y bajas presiones correspondiente a la fase positiva de la PNA se relaciona con la fase cálida de ENSO.



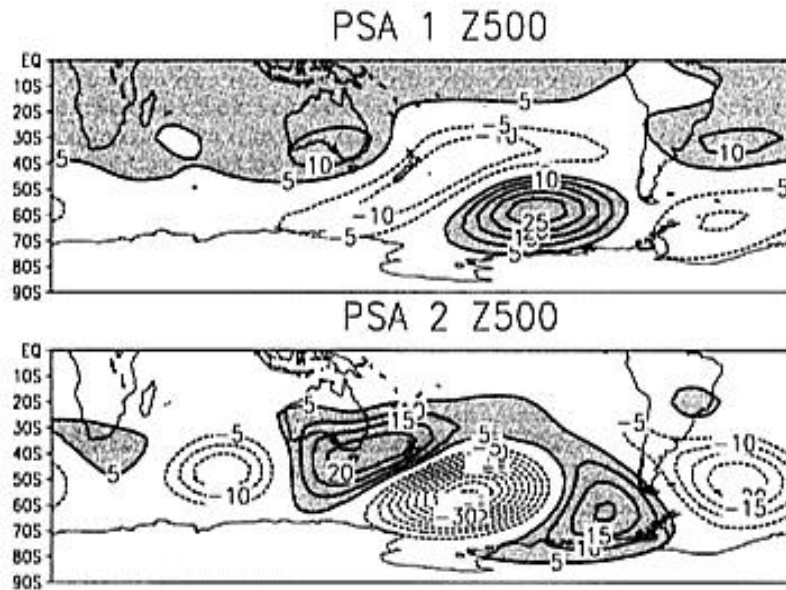
**Figura 1.6.** Diferencia de altura de geopotencial en 200 hPa entre la PNA positiva (PNA +) y la fase normal del reanálisis de NCEP-NCAR empleando la misma técnica de Wallace y Gutzler (1981).

*Intervalos del contorno cada 20m. Figura de Straus y Shukla (2002).*

Otro patrón dominante en el HN y relacionado con ENSO es la Oscilación Ártica (AO), también conocido como el Modo Anular del Hemisferio Norte (NAM) (Thompson y Wallace 1998). La AO se caracteriza por una oscilación casi anular en temperatura, viento y presión entre el Ártico y latitudes medias. Cuando la AO se encuentra en su fase positiva, las anomalías de presión a nivel del mar (SLP) son negativas sobre el Ártico y positivas en latitudes medias (lo contrario ocurre durante la fase negativa).

En el HS existen tres modos que dominan la variabilidad climática en extratropicos. El primero es el que se conoce como la Oscilación Antártica (AAO). Este patrón se relaciona con los índices de viento zonal promediado con un máximo cerca de 60 S y un mínimo cerca de 40 S y es muy parecido tanto en invierno como en verano puesto que es un modo barotrópico (no depende de la temperatura) (Thompson y Wallace 2000).

Los siguientes dos modos de variabilidad del HS están caracterizados por dos patrones de onda 3 en cuadratura los unos con los otros que van del Pacífico central a Argentina (Rogers y van Loon 1982). Debido a su semejanza con la PNA, Mo y Ghil (1987) se refieren a ellos como los patrones de teleconexión del Pacífico y Sudamérica (PSA).



**Figura 1.7.** EOF2 (PSA1) y EOF3 (PSA2) de las anomalías de geopotencial en 500 hPa. Contornos cada 5 unidades no-dimensionales. Figura de Mo y Peagle (2001).

En estudios posteriores, Mo y Higgins (1998) relacionan los cambios en la circulación del HS con la convección tropical y, a su vez, con ENSO. A partir de composites (promedio de una variable para todos los episodios de un fenómeno) de la OLR demuestran que los modos de la PSA se asocian con cambios en la convección del Pacífico tropical, que a su vez dan lugar a una circulación de Hadley local (patrón de circulación del aire de la troposfera en dirección Norte-Sur) reforzada y a una intensificación de la Zona de Convergencia del Pacífico sur (SPCZ).

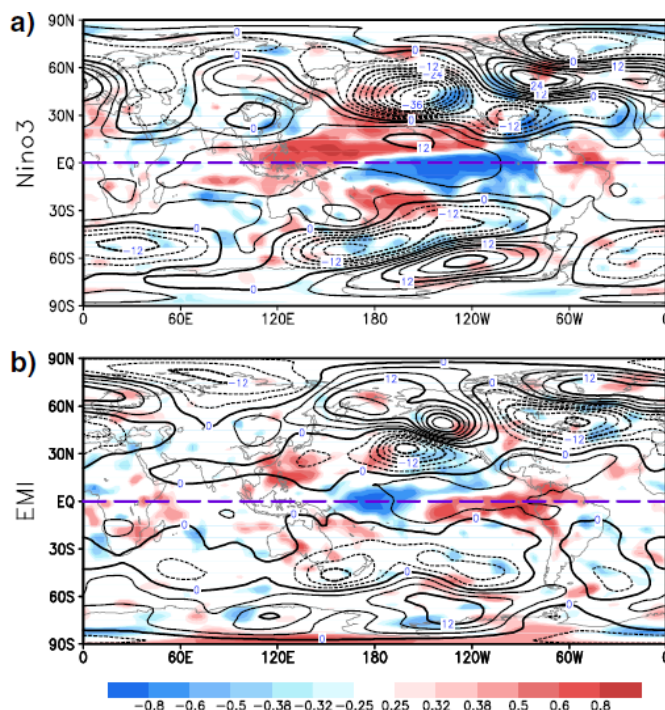
Además de relacionar los patrones de teleconexión del HS con la convección asociada a ENSO, Mo (1999) y Mo y Peagle (2001) relacionan las SSTs del Pacífico tropical con los modos de variabilidad del HS. A través de un análisis de EOF para anomalías de SST y altura de geopotencial en 500 hPa, obtienen que, efectivamente, la primera EOF corresponde al patrón de AAO y las dos siguientes, a la PSA (PSA1 y PSA2) (Figura 1.7). De modo que la PSA1 es la respuesta del HS a anomalías de SST positivas en el centro del Pacífico.

Más recientemente, Vera et al. (2004) demuestran que la señal atmosférica de ENSO en el HS no está relacionada exclusivamente con las anomalías de SST del Pacífico ecuatorial sino también con aquéllas sobre el Pacífico Sur Central Subtropical (SSCP).

## Capítulo I. Introducción

Los primeros en investigar los patrones de teleconexión asociados a El Niño Canónico y a El Niño Modoki por separado fueron Weng et al. (2007). En su estudio argumentan que las dos células de Walker que se forman durante El Niño Modoki son las responsables de las diferentes características de las teleconexiones entre los fenómenos. Para que se establezcan estas dos células es necesario que se mantenga la estructura tripolar de anomalías de SST en el océano Pacífico tropical: mientras las dos regiones a ambos lados del Pacífico central estén lo suficientemente frías en comparación con la del Pacífico central, El Niño Modoki se puede mantener.

En la Figura 1.8 se ilustran los patrones de ondas en 500 hPa durante El Niño Canónico (Figura 1.8, arriba) y El Niño Modoki (Figura 1.8, abajo). En el HN para El Niño Canónico las anomalías negativas al norte de Hawái (150 W, 45 N) se extienden hacia el sudeste alcanzando el oeste de Estados Unidos. Esta situación se asocia con un reforzamiento y un desplazamiento hacia el sudeste de la corriente en chorro polar, lo cual favorece una mayor actividad de las bajas sobre el Pacífico al oeste de California y una menor actividad ciclónica tropical sobre el este del Pacífico. No obstante, en el HS el jet subtropical está desplazado hacia el ecuador y, como consecuencia, los sistemas frontales y bajas que antes alcanzaban el centro de Sudamérica se desvían.



**Figura 1.8.** Correlaciones entre las anomalías de geopotencial en 500 hPa (contornos, m) y velocidad vertical (sombreado,  $m.s^{-1}$ ) con a) N3 y b) EMI. Figura de Weng et al. (2009).

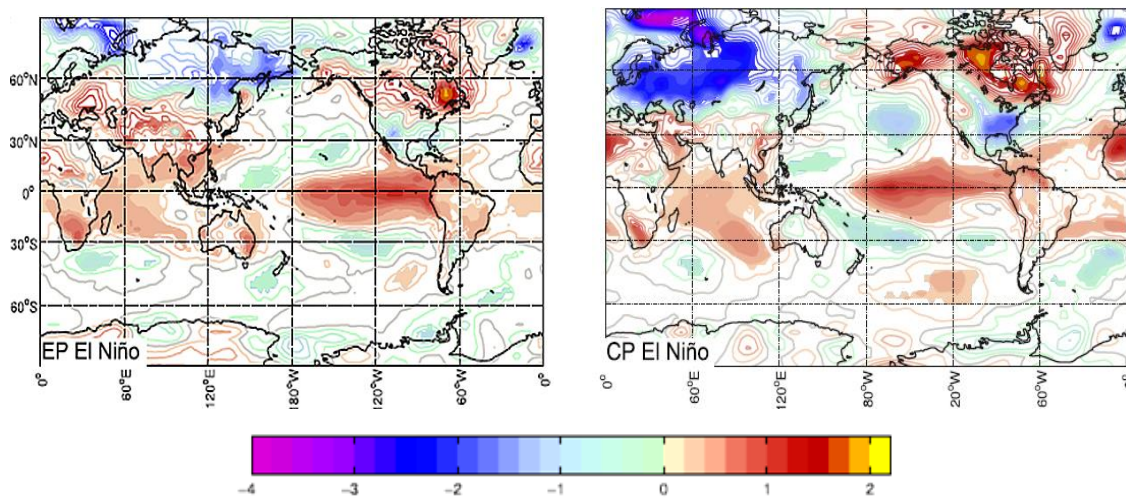
Si se comparan los resultados con los que los autores obtuvieron para El Niño Modoki (Figura 1.8, abajo), el patrón de anomalías es bien distinto. Las anomalías de SST, menores para El Niño Modoki que para El Niño Canónico, dan lugar a que las escalas espaciales fuera de los trópicos sean también menores.

A partir de este análisis, Weng et al. (2009) proponen que la PNA descrita previamente por otros autores para El Niño Canónico puede ser una mezcla de dos tipos distintos de trenes de ondas relacionados con El Niño Canónico y El Niño Modoki.

En el patrón de la PNA descrito por Wallace y Gutzler (1981), la baja Aleutiana se profundiza sobre el norte del océano Pacífico durante un episodio de El Niño Canónico y la alta se desarrolla sobre el oeste de Norteamérica, con una baja sobre el sudeste de Estados Unidos. Sin embargo, y como se puede ver en la Figura 1.8, Weng et al. (2009) obtuvieron que dos de los tres centros principales de anomalías de dicha PNA se desplazan hacia el este durante El Niño Canónico. La baja Aleutiana no sólo se intensifica sino que también se expande hacia el sudeste entrando en el oeste de Norteamérica y la alta que debería localizarse en el noroeste de Estados Unidos se desarrolla sobre el noreste. En cambio, esta alta sí que se encuentra en la posición descrita por Wallace y Gutzler (1981) para el caso de El Niño Modoki. Además, el centro de la baja localizado sobre el sudeste de Norteamérica en la PNA aparece sólo durante El Niño Canónico (Figura 1.8, arriba) y no durante El Niño Modoki (Figura 1.8, abajo).

Estas diferentes teleconexiones reflejan cambios en el clima troposférico extratropical asociados a los dos tipos de El Niño, aunque los resultados dependen de cómo se define el fenómeno. Así, Graf y Zanchettin (2012) también obtuvieron resultados parecidos a los de Weng et al. (2009) en ciertas regiones y diferentes en otras, a pesar de emplear métodos distintos. Ambos estudios demuestran que durante El Niño Canónico el norte de Estados Unidos, el norte de Sudamérica, el sur de África, Europa e Indonesia se calientan anómalamente, pero muestran diferencias sobre Eurasia, donde los primeros registran un calentamiento y los segundos, un enfriamiento (Figura 1.9, izquierda).

Para la señal de El Niño Modoki, tanto Weng et al. (2009) como Graf y Zanchettin (2012) hallan que el norte y centro de Europa y Eurasia experimentan temperaturas más bajas de lo normal; sin embargo, difieren en la respuesta sobre Estados Unidos, donde los primeros encuentran un enfriamiento anómalo de todo el noreste de Estados Unidos y los segundos, un calentamiento (Figura 1.9, derecha).

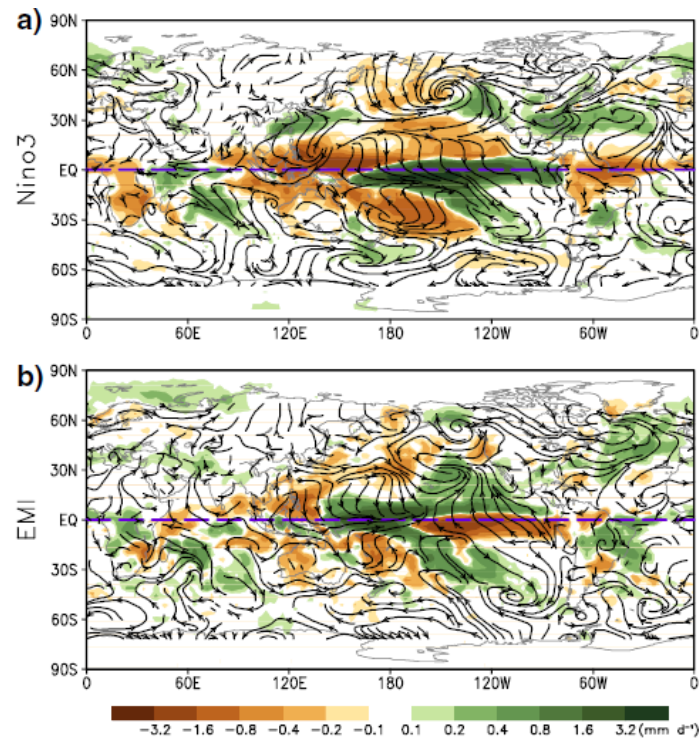


**Figura 1.9.** Anomalías de temperatura superficial del aire para El Niño EP (izquierda) y CP (derecha).

*Figuras de Graf y Zanchettin (2012).*

Otra de las diferencias más relevantes entre El Niño Modoki y El Niño Canónico reside en la distribución de las precipitaciones (Figura 1.10). En El Niño Canónico las anomalías de precipitación muestran un dipolo en el Pacífico tropical (con más humedad sobre el Pacífico este-central y menos, sobre el oeste) y la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ) se aproxima al ecuador (similar a su posición en verano) (Figura 1.10, arriba). Además, se observa que las anomalías de viento son del oeste y se extienden a lo largo del ecuador, por lo que la ITCZ y la SPCZ tienden a surgir en forma de una banda de precipitaciones que alcanza la costa de Sudamérica, aportando más lluvia. Por otro lado, hay dos zonas húmedas en el Pacífico norte extratropical: una sobre el oeste del Pacífico norte-este de Asia y otro sobre el noreste del Pacífico norte-oeste de Norteamérica. Estas zonas húmedas implican que la corriente en chorro del frente polar está reforzada y desplazada hacia las mismas. Por tanto, el sudeste de China, sur de Japón y el oeste de Estados Unidos tienen más probabilidades de tener mayores precipitaciones durante El Niño.





**Figura 1.10.** Correlación de anomalías de precipitación y vector del viento superficial con a) N3 y b) EMI. Figuras de Weng et al. (2009).

Para El Niño Modoki (Figura 1.10, abajo) la distribución de anomalías de precipitación es tripolar: el centro del Pacífico tropical es cálido y húmedo, mientras que el este y oeste del Pacífico tropical es frío y seco. Las anomalías de precipitación positivas se extienden desde el centro del Pacífico hacia el noreste y sudeste, con un movimiento hacia el norte de la ITCZ. Esta situación causa sequías severas en el oeste del Pacífico (Indonesia, Malaysia, Singapur, sur de Japón y gran parte de Australia) excepto en enero y febrero que es cuando el monzón de Australia se ve reforzado (Taschetoto et al. 2009). Este déficit de precipitación durante El Niño Modoki es una respuesta a la rama descendente anómala de la célula de Walker, localizada al oeste y al este del Pacífico tropical (Figura 1.5, izquierda).

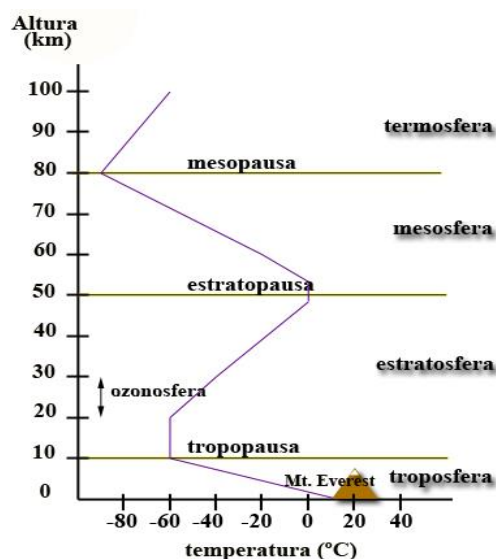
En resumen, El Niño Modoki es un fenómeno cada vez más frecuente que muestra sus anomalías en el centro del Pacífico tropical y que tiene repercusiones globales comparables a las de El Niño Canónico. Ambos fenómenos son las dos fuentes de variabilidad más importantes en el Pacífico tropical y muestran características, tanto en trópicos como en extratrópicos, diferentes entre sí. Por ello, a la hora de estudiar El Niño, es esencial distinguir entre El Niño Modoki y el Niño Canónico.

## 1.2. ENSO en la estratosfera.

Además del impacto extratropical de El Niño a través de las teleconexiones troposféricas explicadas en la sección anterior, recientemente se ha demostrado que algunas de las teleconexiones asociadas a ENSO en las latitudes medias ocurren a través de su impacto en la estratosfera, que actúa como puente intermediario entre trópicos y extratropicos (Brönnimann et al. 2004, Bell et al. 2009, Ineson y Scaife 2009). Antes de explicar en detalle la señal de ENSO Modoki en estratosfera, y para poder entender sus mecanismos de propagación, se explican a continuación las principales características de la climatología y variabilidad estratosféricas.

### 1.2.1 Aspectos generales de la estratosfera

La estratosfera es la capa de la atmósfera situada entre los 10 km - 15 km y los 50 km de altitud en la cual la temperatura aumenta con la altura (Figura 1.11). Una de sus características más relevantes es que contiene el 90% del ozono atmosférico. Más concretamente, la conocida capa de ozono se sitúa entre los 20 km y 30 km de altura. Es precisamente debido a la absorción de la radiación ultravioleta por el ozono por lo que la temperatura en la estratosfera aumenta con la altura.



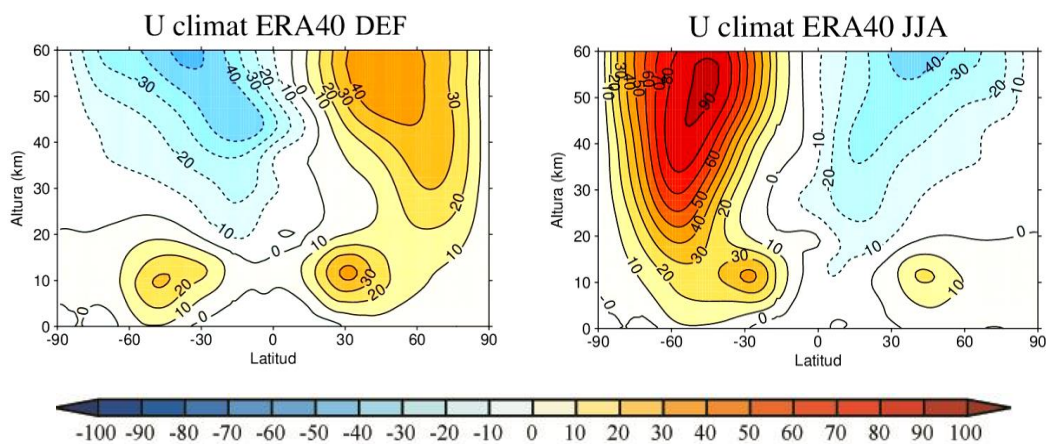
*Figura 1.11. Perfil vertical de la temperatura en la atmósfera.*



En un principio se pensaba que la estratosfera era una capa muy estable, con movimientos verticales débiles y sin apenas convección, por lo que las escalas temporales de transporte en esta capa eran mucho más largas que en la troposfera. No obstante, se ha demostrado que en realidad es mucho más dinámica de lo esperado inicialmente. En primera aproximación se puede considerar que la circulación general de la atmósfera en su conjunto se produce debido al calentamiento diabático desigual de ésta. No obstante, esta consideración no es válida para caracterizar la circulación de la estratosfera ya que se debe tener en cuenta los intercambios de energía y de momento que se producen en su interior así como el intercambio con otras capas de la atmósfera.

En general, el comportamiento de la circulación estratosférica y de sus variables asociadas es muy zonal. Por ello, toda variable meteorológica en la estratosfera suele definirse a partir de una componente zonal (promedio zonal de la variable en cuestión) y una componente de ondas o *eddy* (desviación de la variable con respecto al promedio).

En la Figura 1.12 se representa la componente zonal del viento promediado zonalmente. En ella se puede ver que en el invierno los vientos estratosféricos son del oeste y en verano, del este. En el invierno estratosférico los vientos del oeste son más intensos en el HS (Figura 1.12, derecha) que en el HN (Figura 1.12, izquierda). Entre los 30 km y 35 km de altura se encuentra la mayor diferencia en la intensidad del viento zonal promediado zonalmente entre latitudes medias y altas; en el HS alcanza  $60 \text{ m.s}^{-1}$ , mientras que en el HN y para la misma altitud no superan  $40 \text{ m.s}^{-1}$ .



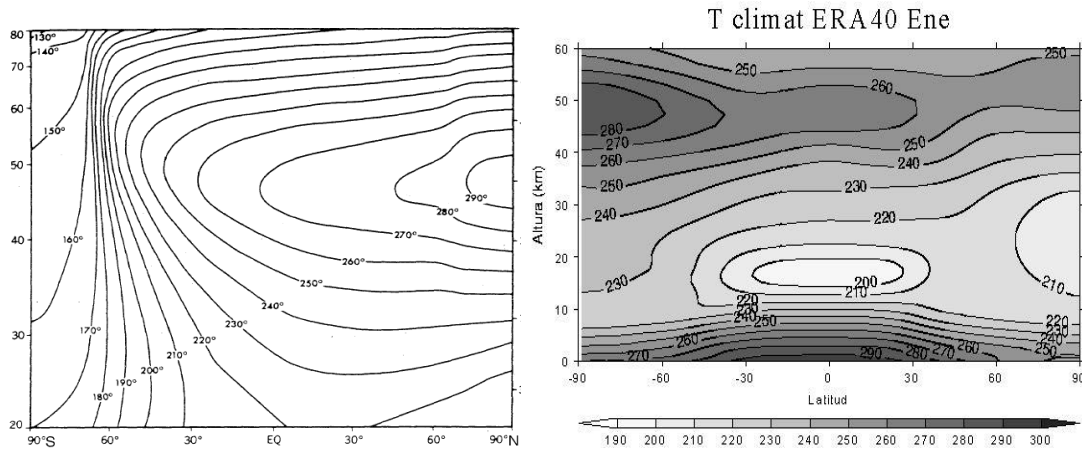
**Figura 1.12.** Climatología del viento zonal promediado zonalmente ( $\text{m.s}^{-1}$ ) para invierno (DEF, izquierda) y verano (JJA, derecha) a partir de los datos de reanálisis ERA40 desde 1979 a 2004. Valores positivos para vientos del oeste y negativos para vientos del este.

## Capítulo I. Introducción

En el hemisferio de invierno existe una circulación de vientos ciclónicos y cerrados denominada vórtice polar que aísla la región polar de la influencia de latitudes menores. Cuanto más fuerte sea el vórtice, más intenso es el viento zonal y más fría será la zona. El viento zonal es más variable en invierno, al verse perturbado por ondas de Rossby a escala planetaria procedentes de la troposfera. A medida que el polo de invierno recibe mayor radiación solar, éste se calienta, los vientos se debilitan y pasan a ser de componente este, de manera que se produce la ruptura definitiva del vórtice polar estratosférico. Según finaliza el verano, a medida que el calentamiento producido por la radiación solar sobre el polo disminuye, éste se enfría, cambia el gradiente horizontal de temperatura entre latitudes bajas y altas y los vientos se refuerzan, pasando de ser nuevamente del oeste y maximizándose de nuevo en el invierno.

La estructura de los vientos condiciona la propagación de las ondas de Rossby hacia la estratosfera, tal y como demostraron Charney y Drazin (1961). Éstas son necesarias para entender la dinámica de la estratosfera, sobre todo en latitudes extratropicales. Las ondas de Rossby de escala planetaria se originan por variaciones meridionales de la vorticidad potencial y se propagan siempre hacia el oeste. Las grandes cadenas montañosas o el contraste de temperatura entre la tierra y el océano son dos de las principales fuentes de ondas de Rossby cuasiestacionarias. Según el criterio de Charney y Drazin (Charney y Drazin 1961), las ondas de Rossby cuasigeostróficas se propagan en la vertical hacia la estratosfera sólo en condiciones de viento del oeste menor que un cierto valor crítico que depende de los números de onda horizontales. En la práctica esto implica que solo las ondas de Rossby ultralargas ( $k = 1 - 3$ ) se pueden propagar en la estratosfera y solo en el hemisferio de invierno (cuando los vientos son del oeste).

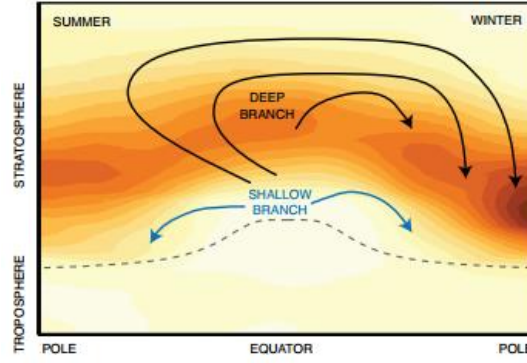
Cualquier capa de la atmósfera se considera en equilibrio radiativo siempre que no existan perturbaciones que rompan el equilibrio que se alcanza entre la radiación de onda corta que absorbe la capa y la radiación de onda larga que emite. Este equilibrio depende fuertemente del calentamiento solar y, por tanto, posee una gran dependencia estacional. No obstante, este equilibrio radiativo no se cumple en la estratosfera, tal y como muestra la comparación de la temperatura de equilibrio radiativo en la atmósfera media (Figura 1.13, izquierda) y la temperatura observada (Figura 1.13, derecha).



**Figura 1.13.** Temperatura de equilibrio radiativo (izquierda), Figura de Fels (1985) y temperatura zonal para enero a partir de los datos de reanálisis ERA40 (derecha) (K).

Esto es debido a que además de procesos radiativos, hay que tener en cuenta la expansión o compresión de parcelas de aire cuando se desplazan en la vertical. Estos ascensos y descensos adiabáticos se deben a una circulación que transporta masa de unas zonas a otras y que es conocida como circulación meridiana media o circulación de Brewer Dobson (CBD).

Brewer (1949) y Dobson et al. (1956) proponen a partir de observaciones de ozono y vapor de agua la existencia de una circulación estratosférica que transporta el ozono desde los trópicos (región de formación del ozono) a los polos. Las observaciones de la densidad de vapor de agua revelaron que la estratosfera es extremadamente seca en comparación con la troposfera. Brewer (1949) explica que esto se debe a que las parcelas de aire ascienden por convección desde los trópicos, según ganan altura, se enfrían y al llegar a la tropopausa (donde la parcela alcanza la temperatura más baja), condensan. Sin embargo, para la misma altura en latitudes medias y altas, la temperatura es mucho mayor que en los trópicos, por lo que dicho argumento no puede explicar las razones de mezcla del vapor agua en latitudes extratropicales. Por ello, Brewer (1949) propone que la circulación consiste en un leve afloramiento en trópicos que se dirige hacia los polos y que desciende en latitudes medias y altas (Figura 1.14). Un argumento similar utilizó Dobson para explicar las concentraciones de ozono observadas.



**Figura 1.14.** Esquema de las ramas de la CBD en la estratosfera durante los solsticios. Densidad de ozono meridional en el invierno del HN (sombreado) y la localización aproximada de la tropopausa (línea a trazos). Figura de Arblaster et al. (2014).

Esta circulación estratosférica está forzada por la disipación de ondas. Hoy en día se reconoce la existencia de dos ramas en esta circulación, la rama somera en la baja estratosfera con ascensos en el trópico y descensos en subtrópicos y latitudes medias, y la rama profunda, con ascensos en el trópico hasta la alta estratosfera y descensos en las latitudes altas (Plumb 2002, Birner y Bönish 2011, Figura 1.14). Esta rama profunda muestra una gran variación estacional, pues se intensifica en el hemisferio de invierno.

Para describir esta circulación estratosférica media se utiliza la formulación TEM (promedio euleriano transformado, del inglés, *Transformed Eulerian Mean*). Tiene la ventaja sobre otras formulaciones que la circulación meridiana media que muestra esta formulación reproduce la CBD observada y que muestra el forzamiento de ondas a través de una única ecuación (la de momento), lo que simplifica mucho las ecuaciones.

Con el fin de obtener las ecuaciones TEM primero es necesario definir la circulación meridiana media (o circulación residual) en componentes:

$$\bar{v}^* = \bar{v} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{\rho_0 \bar{v' \theta'}}{\bar{\theta}_z} \right) \quad (1)$$

$$\bar{w}^* = \bar{w} - \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{\cos \phi \bar{v' \theta'}}{\bar{\theta}_z} \right) \quad (2)$$

que representan las velocidades meridional y vertical en promedio zonal, donde  $\theta$  es la latitud y  $\phi$  la longitud.

Sustituyendo en las ecuaciones primitivas de momento y continuidad:

$$\left. \begin{aligned} \frac{du}{dt} - \left( f + \frac{u \tan \phi}{a} \right) v &= -\frac{\partial \Phi}{\partial x} + K \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

$$\left. \begin{aligned} \frac{dv}{dt} + \left( f + \frac{u \tan \phi}{a} \right) u &= -\frac{\partial \Phi}{\partial y} + Y \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{1}{\cos \phi} \frac{\partial (v \cos \phi)}{\partial y} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial (\rho_0 w)}{\partial z} = 0$$

donde  $\rho_0$  es la densidad y  $\Phi$  es el geopotencial.

Se obtienen las nuevas ecuaciones de momento y continuidad:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \bar{v}^* \left( \frac{1}{\cos \phi} \frac{\partial \bar{u} \cos \phi}{\partial y} - f \right) + \bar{w}^* \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = \frac{1}{\rho_0 \cos \phi} \nabla F \quad (5)$$

$$\frac{1}{\cos \phi} \frac{\partial \cos \phi \bar{v}^*}{\partial y} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \rho_0 \bar{w}^*}{\partial z} = 0 \quad (6)$$

donde  $F$  es una nueva variable vectorial denominada flujo de Eliassen-Palm (flujo de EP) que se representa como:

$$\mathbf{F} = F_y \mathbf{j} + F_z \mathbf{k}$$

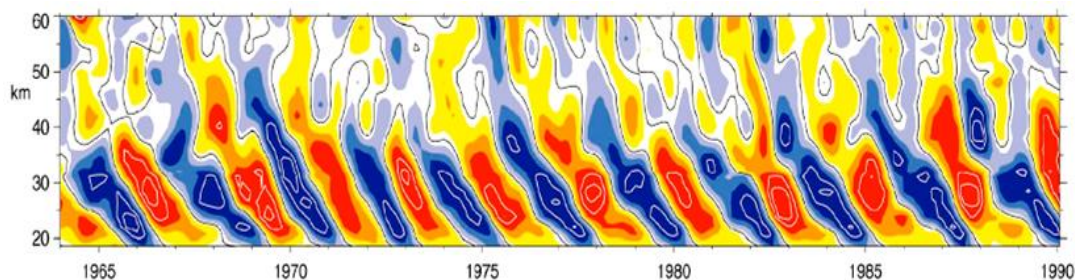
Las componentes del flujo de EP son proporcionales simultáneamente a los flujos de momento y de calor asociados a las perturbaciones:

$$F_y = -\rho_0 \cos \phi \left( \bar{u}_z \frac{\overline{v' \theta'}}{\bar{\theta}_z} - \overline{u' v'} \right) \quad (7)$$

$$F_z = \rho_0 \cos \phi \left[ \left( f - \frac{1}{\cos \phi} \frac{\partial \bar{u} \cos \phi}{\partial y} \right) \frac{\overline{v' \theta'}}{\bar{\theta}_z} - \overline{u' w'} \right] \quad (8)$$

El flujo de EP representa la propagación de las ondas y su divergencia, el forzamiento de éstas sobre el flujo zonal medio (Edmon et al. 1980). Por tanto, la formulación TEM resalta la importancia de las ondas en el forzamiento de la circulación estratosférica. Cuando éstas se disipan, transfieren momento al flujo básico y dan lugar a movimientos meridianos, a la desaceleración del flujo básico y a la mezcla de componentes de la atmósfera.

Además de la CBD, también existe otra circulación en la estratosfera tropical que es determinante para la variabilidad de esta región. Se denomina Oscilación Cuasi-Bienal (QBO) (Reed et al. 1961, Veryard y Ebdon 1961) y consiste en una alternancia del viento zonal entre vientos del oeste y vientos del este con una amplitud casi constante entre los 25 km y 35 km de altura ( $\sim 20 \text{ m.s}^{-1}$ ) y con una duración de casi dos años (periodo que oscila entre los 22 y los 34 meses) (Figura 1.15).



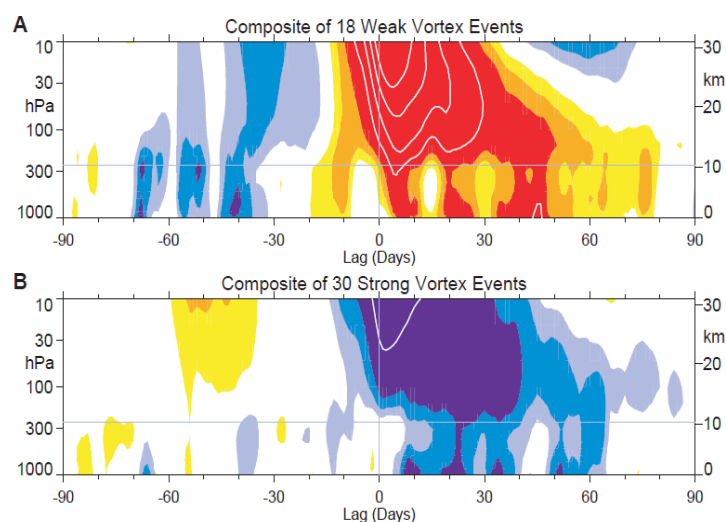
**Figura 1.15.** Evolución temporal en función de la altura de las medias meridionales del viento zonal ecuatorial ( $\text{m.s}^{-1}$ ), a los que se ha sustraído el ciclo estacional. Aunque se deberían haber utilizado promedios zonales del viento zonal, la gran simetría longitudinal de la QBO permite utilizar datos simplemente de viento zonal para una estación en el Ecuador. Figura de Baldwin et al. (2001).

De forma análoga al forzamiento de la CBD, la QBO aparece gracias al forzamiento generado por las ondas ecuatoriales (ondas de gravedad, ondas de Kelvin, ondas de Rossby y ondas de Rossby-gravedad) al disiparse y modular el flujo básico en la estratosfera tropical (Holton y Lindzen 1972).

A pesar de que la QBO tiene un origen tropical, esta oscilación es capaz de influir sobre otras regiones de la estratosfera. La fase de la QBO (definida a partir del sentido de los vientos en la baja estratosfera tropical) determina la región en la que las ondas de Rossby se pueden propagar y disipar, pudiendo llegar a afectar al vórtice polar (Holton y Tan 1980, van Loon y Labitzke 1987, García y Salomon 1987). De hecho, el vórtice polar aparece más débil, más cálido y, por tanto, más perturbado cuando la QBO se encuentra en su fase este. Esta relación se conoce como mecanismo de Holton y Tan (Holton y Tan 1980), aunque fue cuestionada por Garfinkel y Hartmann (2008). Parece que el impacto de la fase de la QBO sobre el vórtice polar depende del número de onda (Garfinkel et al. 2012). Recientemente se ha encontrado que el impacto de la QBO sobre el vórtice polar presenta variabilidad decadal (Lu et al. 2008), lo que podría explicar las discrepancias anteriores.

Fuera de los trópicos, en latitudes medias y altas, la principal fuente de variabilidad la constituyen los calentamientos súbitos estratosféricos (SSW), en especial en el invierno del HN. Estos episodios se caracterizan por cambios profundos de temperatura, viento y circulación estratosférica en un corto periodo de tiempo. Así, la Organización Meteorológica Mundial denomina un calentamiento mayor aquel en el que los vientos se debilitan y llegan a cambiar de signo, volviéndose del este (*Major Warming*). Si simplemente los vientos se ven decelerados pero no cambian de signo se denomina calentamiento menor (*Minor Warming*). Este cambio brusco del vórtice da lugar a un aumento notable de la temperatura de la zona, de ahí su nombre.

El mecanismo principal por el que ocurren los SSW, inicialmente propuesto por Matsuno (1971), consiste en un aumento de las ondas planetarias que se propagan verticalmente hacia arriba desde la troposfera que interactúan con el flujo de fondo estratosférico, dando lugar a una deceleración y/o cambio en la dirección de los vientos del oeste del jet estratosférico de invierno y a un calentamiento local. Estos cambios en la estratosfera suelen ir seguidos por anomalías que se propagan hacia abajo alcanzando la troposfera en escalas de tiempo de semanas a meses (Figura 1.16, Baldwin y Dunkerton 2001). Por ello, los SSW son las manifestaciones más claras e intensas del acoplamiento dinámico entre la estratosfera y la troposfera.



**Figura 1.16.** Composites del desarrollo del modo anular del HN para A) 18 episodios de vórtice débiles y B) 30 episodios de vórtices fuertes. Los episodios son determinados según el índice (adimensional) del modo anular en 10 hPa supere -3 y 1.5, respectivamente. El intervalo de los contornos es de 0.25 para el sombreado y de 0.5 para las líneas blancas. La línea horizontal indica de forma aproximada el límite entre la troposfera y la estratosfera. Figura de Baldwin y Dunkerton (2001).

## Capítulo I. Introducción

Charney y Drazin (1961) y Matsuno (1970) fueron los primeros en proponer un acoplamiento dinámico entre la troposfera y la estratosfera desde la troposfera hacia arriba. Charney y Drazin (1961) (como se explicó anteriormente) demostraron que sólo las ondas ultralargas podían propagarse de la troposfera a la estratosfera si el flujo de fondo estaba compuesto por vientos del oeste. Matsuno (1970) dejó constancia de que toda perturbación estacionaria de escala planetaria en la estratosfera de invierno era la consecuencia de la propagación ascendente de las ondas de Rossby (que habían sido forzadas desde la troposfera).

Más recientemente se ha mostrado que este acoplamiento no es sólo en una dirección, es decir, no sólo la troposfera interacciona con la estratosfera, sino que la estratosfera también influye sobre la troposfera. Para definir este acoplamiento entre la estratosfera y la troposfera se emplean los modos anulares (AO y AAO). Éstos se caracterizan por la conexión entre la posición de las corrientes en chorro de latitudes medias en la troposfera y la del chorro polar en la estratosfera, o lo que es lo mismo, la posición del vórtice polar estratosférico (Thompson y Wallace 2000). Baldwin y Dunkerton (1999, 2001) demostraron que en a escala mensual (30 - 40 días) la señal del vórtice polar se propaga desde la estratosfera hacia la troposfera a través del modo anular de la AO. La señal de la AO se refleja en superficie a través de las anomalías de SLP o de la temperatura en superficie hasta 60 días después de que la señal en la estratosfera aparezca por primera vez. Estos resultados sugieren que la interacción estratosfera- troposfera influye en el clima troposférico y en su predicción.

En resumen, la variabilidad estratosférica se debe principalmente a la propagación ascendente de las ondas planetarias desde la troposfera y depende de la propagación y ruptura de las ondas dentro de la propia estratosfera. Mientras, la respuesta troposférica a la estratosfera depende más de la variabilidad en la baja estratosfera y de la interacción entre los *eddies* y el flujo medio en la troposfera (Gerber et al. 2009, 2010).



### 1.2.2 El impacto de ENSO en la estratosfera

Una vez que se han explicado las principales características de la climatología y variabilidad estratosféricas, a continuación se resume el conocimiento actual sobre la señal de ENSO en dicha capa. Todos los estudios a los que se hace referencia no distinguen El Niño Canónico de El Niño Modoki.

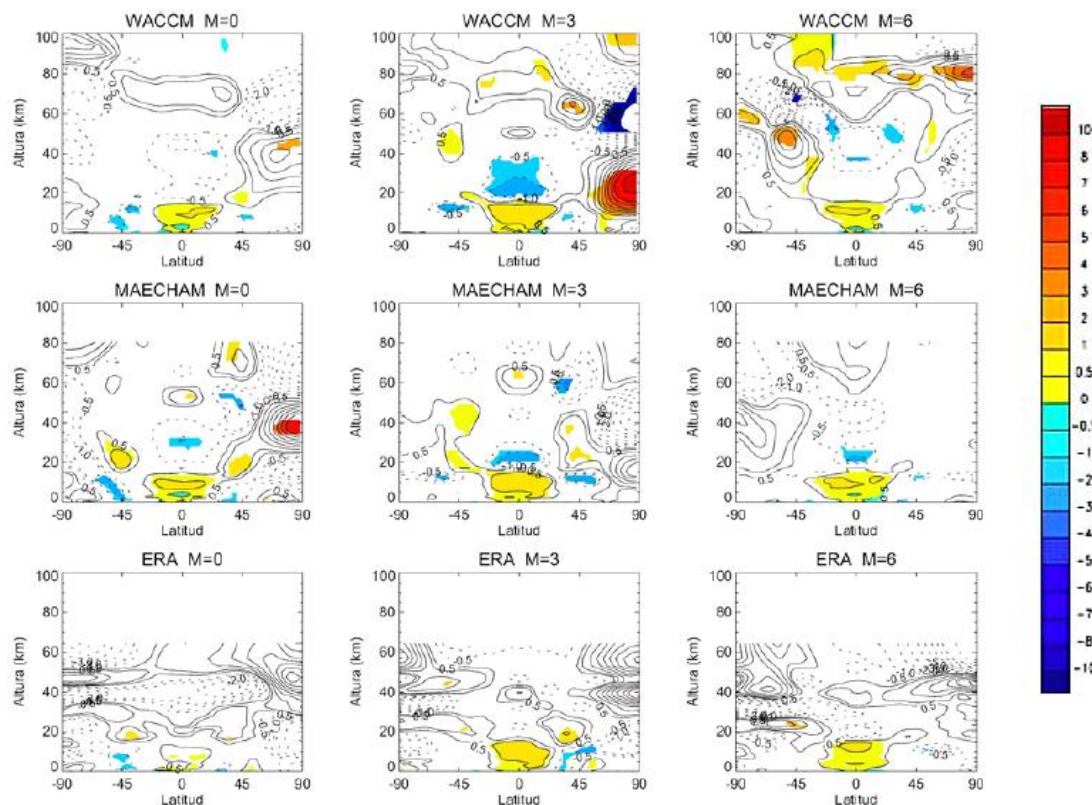
En la década de los 80 se comenzó a estudiar el comportamiento de la señal de ENSO en la estratosfera extratropical a partir de radiosondeos y se obtuvieron resultados contradictorios (Wallace y Chang 1982, van Loon y Labitzke 1987, Hamilton 1993, Baldwin y O'Sullivan 1995). Van Loon y Labitzke (1987) y Wallace y Chang (1982) hallaron que la fase cálida de ENSO producía un debilitamiento del vórtice polar y un reforzamiento de la alta Aleutiana (al contrario para la fase fría). Sin embargo, Hamilton (1993) no encontró señal ENSO significativa en la estratosfera extratropical y Baldwin y O'Sullivan (1995) mostraron señal aunque ésta era muy débil. Estos últimos concluyeron que la influencia de la QBO en el vórtice polar era mucho más fuerte que la asociada a ENSO. Uno de los principales problemas con los que se enfrentaron a la hora de estudiar la señal de ENSO en la estratosfera residía en la dificultad de separar la señales de la QBO y ENSO en el corto registro observacional del que disponían.

Reid et al. (1989) y Calvo et al. (2004) emplearon datos del radiómetro Microwave Sounding Unit (MSU) de la NOAA para analizar los efectos de ENSO en las temperaturas de la troposfera y la estratosfera. Calvo et al. (2004), a través de un análisis EOF de la temperatura de la estratosfera, encontraron en trópicos una señal de ENSO asociada a ondas de Rossby en la baja estratosfera y opuesta a la de troposfera.

Sin embargo, los datos MSU, aunque presentan una cobertura global muy homogénea, tienen menor resolución vertical que los radiosondeos (datos de la atmósfera obtenidos a partir de globos sonda o radiosondas). Pero, por otro lado, estos últimos carecen de una buena cobertura espacial, sobre todo sobre océanos y en el HS. Todo ello conlleva a que antes de la época satelital existen pocas observaciones de la estratosfera. Otras fuentes de datos basados en observaciones como los reanálisis también muestran problemas en la alta estratosfera (Lu et al. 2008).

## Capítulo I. Introducción

Estas son varias de las razones por las que los Modelos de Circulación General (GCM) se han convertido en una herramienta muy adecuada para profundizar en el estudio de la señal de ENSO en la atmósfera media. Además, los GCMs permiten hacer simulaciones largas para separar los distintos forzamientos y aislar distintas señales, como por ejemplo, la QBO de ENSO. Así, Sassi et al. (2004), Manzini et al. (2006) y García-Herrera et al. (2006) analizaron simulaciones de modelos diferentes que aislaban la señal de ENSO de otras fuentes y los compararon con datos de reanálisis para examinar mejor la señal de variabilidad ENSO en la atmósfera.



**Figura 1.17.** Diferencias de composites (El Niño-La Niña) de temperatura zonal para WACCM 3.5, MAECHAM5 y ERA40 en el momento en el que la señal se maximiza ( $M=0$ ), 3 y 6 meses después ( $M=3$  y  $M=6$ ). Las regiones en color muestran las anomalías significativas al 95 %. Figura de García-Herrera et al. (2006).

La Figura 1.17 muestra que en los trópicos la señal de El Niño en temperatura zonal es fuerte y se caracteriza por un calentamiento de la alta troposfera tropical y un enfriamiento de la estratosfera de estas mismas latitudes (García-Herrera et al. 2006). Estos resultados concuerdan con observaciones de radiosondeos y observaciones satelitales (García-Herrera et al. 2006, Free y Seidel 2009) y con resultados simulados a partir de otros GCMs (García-Herrera et al. 2006, Calvo et al. 2010).

En la fase fría de ENSO la señal es opuesta. En latitudes extratropicales, Sassi et al. (2004), Manzini et al. (2006) y García-Herrera et al. (2006) concluyeron que la señal de El Niño en la estratosfera se propaga a través de ondas de Rossby. Las ondas se propagan hacia el polo norte, se disipan en la estratosfera extratropical y dan lugar a una desaceleración del vórtice polar y a una aceleración de la rama profunda de la CBD del trópico hacia el polo, lo que lleva asociado un calentamiento zonal anómalo en la zona polar y un enfriamiento zonal en la región tropical de la media y de la alta estratosfera. En la baja estratosfera tropical, el enfriamiento zonal simulado es una respuesta a la disipación de las ondas tropicales y a la convección (Calvo et al. 2004, Randel et al. 2009). Durante La Niña, algunos estudios muestran una señal opuesta a la de El Niño en la estratosfera extratropical mientras que otros obtienen una señal más débil. No obstante, el número de estudios llevados a cabo es mucho menor, por lo que su efecto aún no está claro.

Estudios recientes matizan que no siempre los episodios de El Niño dan lugar a un vórtice polar más débil. Esto se debe a que existen otros forzamientos que influyen sobre la señal de ENSO en la estratosfera. Como se explicó anteriormente, el vórtice polar depende de la fase de la QBO (Holton y Tan 1980), de modo que una fase QBO del este da lugar a una mayor frecuencia de vórtices débiles (casi dos veces más), mientras que si la fase es del oeste, los vórtices son más fuertes (casi 3 veces más). Calvo et al. (2009) estudiaron por primera vez el efecto combinado de episodios de El Niño y las distintas fases de la QBO sin la posible influencia de otras fuentes de variabilidad. Mostraron que la señal de El Niño en la estratosfera polar se ve intensificada por la QBO a finales de invierno (marzo) independientemente de la fase en que se encuentre. Además, durante la fase oeste, la aparición de la señal de ENSO sobre la estratosfera polar se retrasa, mientras que se adelanta si se encuentra en su fase este. Aunque tanto la fase cálida de ENSO como la fase este de la QBO dan lugar a una respuesta polar del mismo tipo cuando actúan independientemente (estratosfera polar más cálida y vórtice polar más débil), sus efectos no se suman si las dos fases ocurren simultáneamente.

## Capítulo I. Introducción

Otra fuente de variabilidad que interactúa con la señal estratosférica asociada a ENSO es la variabilidad del ciclo solar de 11 años. Durante un episodio El Niño y un mínimo solar, la estratosfera polar del HN no se altera, es decir, se comporta del mismo modo que lo hace ante episodios de El Niño (debilitamiento del vórtice polar y propagación descendente de la señal) (Calvo y Marsh 2011). Pero, en un máximo solar el vórtice polar se refuerza y la propagación descendente de la señal desde latitudes altas no se ve.

La modulación de la señal del ciclo solar sobre la temperatura tropical de la estratosfera cambia los vientos en la estratosfera subtropical y favorece la propagación hacia latitudes subtropicales en vez de polares, dando lugar a una región polar menos perturbada (Kryjov y Park 2007, Calvo y Marsh 2011). A pesar de que cuando El Niño y la máxima actividad solar actúan por separado, la estratosfera polar se ve más perturbada, cuando lo hacen conjuntamente, sus efectos no se suman sino al revés, la actividad de las ondas planetarias hacia latitudes altas se ve inhibida y, como consecuencia, el vórtice polar se hace más fuerte.

En resumen, tanto la QBO como la señal solar modulan el viento de fondo de la estratosfera y por tanto, pueden influir en la propagación de las ondas, que es vital para la transmisión de la señal de ENSO desde la troposfera a la estratosfera. Además, cuando se combinan de manera simultánea los forzamientos de ENSO, QBO o variabilidad solar, su respuesta no parece ser lineal, lo que complica más su estudio.

La señal de ENSO no sólo aparece en la estratosfera sino que puede alcanzar la mesosfera. Las anomalías de viento producidas en la estratosfera polar pueden filtrar la parte del espectro de ondas de gravedad con velocidades de fase del oeste que se propagan desde la troposfera. Esta situación provoca mayores anomalías de momento del este en la mesosfera a finales del invierno y principios de la primavera (Sassi et al 2004, Li et al. 2013), lo que está de acuerdo con una intensificación de la circulación meridional media en la estratosfera y un debilitamiento de la misma en la mesosfera. De este reforzamiento/debilitamiento de la circulación estratosférica/mesosférica resulta un dipolo de anomalías de temperatura con valores positivos sobre la estratosfera polar y negativos sobre la mesosfera polar (Figura 1.17).

Las señales térmica y dinámica de la estratosfera en respuesta a episodios ENSO también dan lugar a variabilidad en la composición química de dicha capa a través de efectos de transporte y fotoquímicos. Durante la fase cálida de ENSO, el reforzamiento de la CBD transporta ozono desde el trópico hacia latitudes altas del HN, lo que da lugar a una concentración de ozono menor en la baja estratosfera tropical y mayor en los polos (Kayano 1997, Cagnazzo et al. 2009, Calvo et al. 2010, Fischer et al. 2012). Sin embargo, la respuesta del ozono a El Niño en la estratosfera media tropical (30 km - 40 km) responde a otro mecanismo; efectos fotoquímicos como la destrucción de óxidos de nitrógeno ( $\text{NO}_x$ ) en la zona provocan un aumento del ozono (Hood et al. 2010).

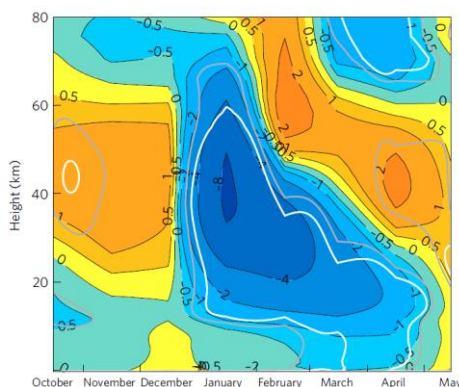
Por otro lado, la modulación del vórtice polar durante episodios ENSO también influye en la concentración de ozono, ya que cuando el vórtice es anómalamente débil y cálido evita que se favorezcan reacciones de destrucción de ozono que ocurren a temperaturas muy bajas. Cagnazzo et al. (2009) mostraron que la columna de ozono aumenta en el Ártico durante episodios de El Niño pero disminuye en los trópicos. Sin embargo, durante La Niña (cuando el vórtice es más estable, frío y más persistente hasta la primavera), las condiciones frías sí favorecen la denitrificación y la activación del cloro, que sirven como catalizadores para la reducción del ozono.

Además de cambios en el ozono, durante la fase cálida de ENSO aumenta la concentración del vapor de agua en la troposfera tropical y disminuye en la baja estratosfera tropical (Calvo et al. 2010). Un año después, esta región de la estratosfera vuelve a aumentar su cantidad de vapor de agua gracias al monzón de verano y permanece así entre uno y dos años más. Sin embargo, para la fase fría de ENSO no se encontraron cambios en la concentración del vapor de agua cerca de la tropopausa.

Tradicionalmente se pensaba que El Niño favorecía la ocurrencia de SSW (e.g. Taguchi y Hartmann 2006). No obstante, unos años más tarde Butler y Polvani (2011) descubrieron a partir de datos de reanálisis que la ocurrencia de los SSW no depende de la fase de ENSO, siendo estadísticamente igual el número de SSW durante El Niño y La Niña. Según Barriopedro y Calvo (2014), están asociados a fenómenos distintos; los SSW asociados a El Niño se relacionan con la amplificación de la onda 1 y los de La Niña, con la onda 2.

### 1.2.3 Propagación descendente de la señal de ENSO en latitudes altas

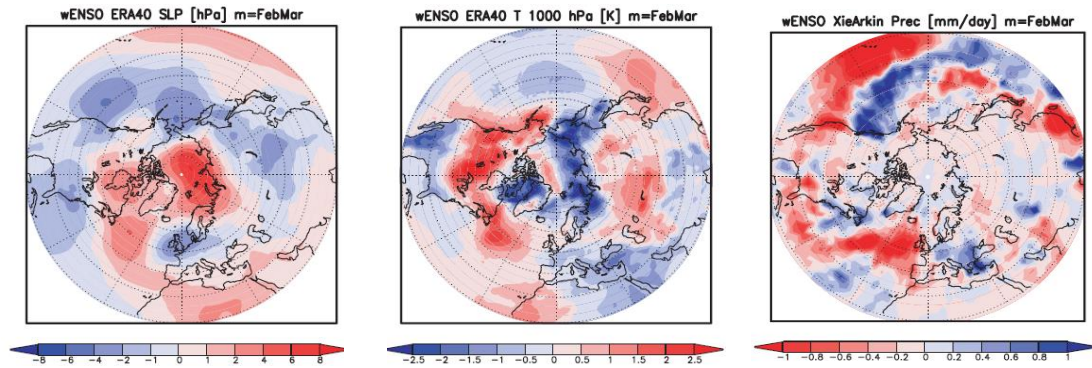
Como se ha descrito anteriormente, anomalías fuertes en la estratosfera extratropical causan anomalías de mismo signo en la troposfera con escalas temporales entre 10 y 20 días (Baldwin y Dunkerton 2001, Charlton et al. 2004). Basándose en observaciones y GCMs se ha demostrado que la señal estratosférica de El Niño Canónico en la región polar estratosférica del HN sí se propaga hacia la troposfera en invierno y primavera. Esta propagación descendente se aprecia principalmente en la componente zonal del viento zonal a partir del mes de enero y alcanza la troposfera entre marzo y abril (Figura 1.18) (Manzini et al. 2006, Ineson y Scaife 2009, Cagnazzo y Manzini 2009) y coincide con un cambio en la distribución de la presión en superficie (Figura 1.19).



**Figura 1.18.** Composite de anomalías de viento zonal en 60°N para El Niño Canónico. Contornos grises y blancos indican significatividad al 95% y al 99%, respectivamente. Figura de Ineson y Scaife (2009).

Para ver la influencia de la señal estratosférica de El Niño Canónico en la superficie del HN y su relación con la estratosfera, diversos autores han investigado las variaciones en la intensidad del vórtice polar a través de los modos anulares, ya que aportan una buena medida del acoplamiento vertical (Baldwin y Dunkerton 2001, Ineson y Scaife 2008, Thompson y Wallace 2008, Cagnazzo y Manzini 2009). En general, todos tienden a mostrar que El Niño favorece una fase negativa de la AO y de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) (Figura 1.19, izquierda), que equivale a un enfriamiento del norte y el centro de Europa (Figura 1.19, centro), con un aumento de las precipitaciones sobre el centro de Europa y este de Eurasia y con una disminución de éstas sobre el norte de Europa y el sur del Mediterráneo (Figura 1.19, derecha).

## ENSO en la estratosfera. Propagación descendente de la señal de ENSO en latitudes altas



**Figura 1.19.** Composites de anomalías de SLP (izquierda), temperatura a 1000 hPa (centro) y precipitación (derecha) para El Niño utilizando datos ERA40 para las dos primeras y datos de observaciones para la última. Figuras de Cagnazzo y Manzini (2009).

Además, puesto que la NAO y la AO modulan la posición de los ciclones sobre el Atlántico y Europa, Baldwin y Dunkerton (2001) demuestran que sobre el sector Atlántico la trayectoria de las borrascas se desplaza significativamente hacia el sur durante episodios de vórtice débil (fase cálida de El Niño y AO negativa), en comparación con aquellos episodios de vórtice fuerte.

Hay que puntualizar que la señal de los episodios ENSO parece que sólo se transmite a través de la estratosfera hacia la troposfera de latitudes altas para episodios ENSO moderados (Ineson y Scaife 2009, Toniazzi y Scaife 2006). Para aquéllos más intensos, Bell et al. (2009) propusieron que la señal de ENSO seguía una vía troposférica a través del Atlántico tropical, de manera que, la respuesta observada a El Niño es una superposición de señales estratosféricas y troposféricas. Es decir, la vía que sigue la señal puede depender de la intensidad del episodio El Niño.

Por otro lado, algunos autores encontraron que la ocurrencia de los SSW afectan a la teleconexión ENSO-NAO, o más concretamente a la ENSO-NAE (del inglés, North Atlantic Europe) (Cagnazzo y Manzini 2009) ya que favorecen la propagación de la señal de ENSO desde la estratosfera a la troposfera.

Todos estos estudios demuestran que la estratosfera es fundamental para explicar la señal de El Niño, por ello, sin una adecuada representación de la señal estratosférica (incluyendo SSW), la respuesta troposférica a El Niño podría no reproducirse correctamente.

En resumen, mientras que en la troposfera la respuesta extratropical de ENSO ocurre en forma de trenes de onda (como explicamos en la sección anterior sobre ENSO y teleconexiones), en la estratosfera la señal en el invierno local se manifiesta sobre todo en el promedio zonal. Además, la señal no actúa de forma independiente en las distintas capas de la atmósfera, sino que los modelos y las observaciones han mostrado un acoplamiento entre la troposfera y la atmósfera media a través de la propagación anómala de las ondas planetarias y la posterior propagación descendente.

### **1.3. Objetivo**

En la sección anterior se ha mostrado que El Niño Canónico tiene señal significativa en la estratosfera cuyo origen se debe principalmente a la propagación vertical de ondas asociadas a teleconexiones extratropicales. Dado que estas teleconexiones también existen para El Niño Modoki, aunque sobre regiones diferentes, el objetivo principal de esta tesis es el de investigar la señal de El Niño Modoki en la estratosfera, qué diferencias o semejanzas guarda con El Niño Canónico y cuáles son los mecanismos que actúan. Para ello se analizarán datos de un GCM (WACCM 3.5) y reanálisis ERA40.





## **Capítulo II. Datos y Metodología**



## 2. 1. Datos WACCM 3.5

El GCM WACCM (Whole Atmosphere Community Climate Model) se desarrolla en el Centro Nacional de Estados Unidos de Investigación Atmosférica (NCAR). Se extiende desde la superficie hasta aproximadamente los 140 km de altura ( $4.5 \times 10^{-6}$  hPa). La versión aquí empleada, WACCM 3.5, se basa en la versión 3 del modelo troposférico Community Atmospheric Model (CAM) (Collins et al. 2004) e incorpora la mayoría de los procesos físicos y químicos necesarios para simular la atmósfera media, incluyendo la mesosfera y la baja termosfera. Posee 66 niveles de altura basados en un sistema de coordenadas híbrido sigma-presión. Su resolución vertical es variable (1.1 km en la troposfera, entre 1.1 km y 1.4 km desde la tropopausa hasta los primeros 25 km, 1.75 km en la estratosfera y 3.5 km en la mesosfera). La resolución horizontal de la versión aquí utilizada es 1.9 ° de latitud por 2.5 ° de longitud.

A continuación se describen algunos de los aspectos más relevantes del modelo para la modelización dinámica de la estratosfera (se puede encontrar información más detallada en García et al. 2007):

- WACCM 3.5 incluye química interactiva (modelo acoplado entre la química y el clima) resolviendo hasta 51 especies, incluyendo las familias de los  $O_x$ ,  $NO_x$ ,  $HO_x$ ,  $ClO_x$  y  $BrO_x$ , junto con las especies “fuente” troposféricas como  $N_2O$ ,  $H_2O$ ,  $CH_4$ , los clorofluorocarburos (CFCs) y otros compuestos halogenados.
- Este GCM añade fotoionización por radiación ultravioleta extrema e ionización por precipitación de partículas energéticas en zonas potenciales de auroras (Marsh et al. 2007). De este modo, se representa de forma precisa el óxido nítrico en la termosfera, que en ocasiones se transporta a la alta estratosfera afectando las concentraciones de ozono y la tasa de calentamiento de esta capa.
- WACCM 3.5 se diferencia principalmente de la versión precedente WACCM 3.1 en la incorporación de una nueva parametrización de ondas de gravedad de pequeña escala desarrollada por Richter et al. (2010), en la que se lanzan las ondas de gravedad en la troposfera ligándolas a fuentes convectivas y frentes. Esta nueva parametrización mejora sustancialmente la simulación de la variabilidad interanual del HN, dando lugar a un vórtice polar más realista que el generado en WACCM 3.1 donde no se incluía esta parametrización.

- Además, en esta versión se incluye una parametrización para estimar el forzamiento troposférico de ondas generado por la orografía no resuelta. Gracias a ello se obtiene una frecuencia de SSW mucho más realista que en versiones anteriores. Para WACCM 3.5 la frecuencia de SSW es de  $0.6 \text{ año}^{-1}$ , mientras que para WACCM 3.1 es tan sólo de  $0.1 \text{ año}^{-1}$  (Richter et al. 2010). Esta mejora parece deberse al cambio de la propagación de ondas planetarias estacionarias en el vórtice polar.

- WACCM 3.5 emplea la irradiancia espectral solar para longitudes de onda mayores de 121 nm (Lyman- $\alpha$ ) desarrollada por Lean et al. (2005) para calcular las tasas de fotólisis y fotoionización. Al integrar la irradiancia espectral sobre ciertas bandas se obtiene el flujo radiativo (el cual se usa como entrada a la hora de resolver aspectos químicos y radiativos). Para longitudes de onda menores (entre 0.05 nm y 121 nm), es decir, para el rango espectral ultravioleta, WACCM 3.5 incluye la parametrización de Solomon y Qian (2005), que calcula la irradiancia espectral y la variabilidad solar de forma similar a WACCM3.1.

- El modelo produce una QBO relajando los vientos tropicales a observaciones (Matthes et al. 2004, 2010) y calcula el calor producido por los aerosoles para considerar los efectos de las erupciones volcánicas (Tilmes et al. 2009). Esto mejora la simulación de la estratosfera tropical.

La variabilidad asociada a la QBO se determinará a partir de dos índices basados en las dos primeras EOF de los vientos entre 70 mb y 10 mb (Randel y Wu 1996). El efecto de las erupciones volcánicas se estimará con un índice que representa la profundidad óptica de los aerosoles (*Aerosol Optical Depth*, AOD) a partir de los datos de Sato et al. (1993) (entre el año 2000 y 2004 no ocurrieron erupciones destacables por lo que no ha sido necesario actualizar el índice AOD).

Se han analizado 4 simulaciones de WACCM 3.5 desde 1953 hasta 2004 realizadas con condiciones iniciales que son ligeramente distintas. En ellas, las temperaturas de superficie, los gases de efecto invernadero y las especies halogenadas están prescritas a partir de observaciones y constituyen las condiciones de contorno del modelo. Estas simulaciones formaron parte de la segunda actividad de validación de los CCM (CCMVal2) del proyecto *Stratospheric Processes and Their Role in Climate* (SPARC) (SPARC CCMVal, 2010).

## 2.2. Datos ERA40

El reanálisis ERA40 (Simmons y Gibson 2000) se extiende desde septiembre de 1957 hasta agosto de 2002 y fue creado por el Centro Europeo de Predicción a Medio Plazo (del inglés, European Centre Middle Weather Forecast, ECMWF), aunque contó con la colaboración de diversas instituciones.

ERA40 es el producto de un análisis atmosférico que combina diferentes fuentes de observaciones (radiosondeos, globos, boyas, datos de aviones, satélites, etc.) y se completó en 2003. De todas las observaciones utilizadas para el reanálisis, las medidas convencionales (provenientes de radiosondeos, globos, boyas, etc.) se emplean para obtener datos de la troposfera y baja estratosfera, mientras que por encima de los 10 hPa el análisis se lleva a cabo a partir de medidas satelitales. Además, estos satélites han proporcionado muy buena cobertura en regiones como los océanos y las regiones polares donde las observaciones convencionales eran escasas. La cobertura para el HN de los datos de radiosondeos es relativamente buena e incluso uniforme para todo el periodo. En el HS y en los trópicos la cantidad de medidas de radiosondeos aumentó poco a poco, sin embargo, sobre grandes extensiones oceánicas, sobre la Antártica, África y el sur de América, el sistema convencional de observación no es suficiente para producir un análisis de alta calidad. No obstante, la introducción de los satélites en 1979 permitió aportar un mayor número de datos fiables (salvo en la alta estratosfera).

En el reanálisis todas estas observaciones se distribuyen en una malla regular y se lleva a cabo el proceso de asimilación de los datos. Así, las observaciones sirven como condiciones iniciales de alta calidad para predicciones a medio plazo realizadas con un modelo. Una vez que el modelo asimila los datos de observaciones, cada análisis representa un estado del modelo, ajustando de forma iterativa las condiciones iniciales con las observaciones (de ahí el término *re-análisis*). Finalmente se validan con las observaciones para ver que los resultados son correctos (Uppala et al. 2004).

ERA40 consta de 60 niveles en la vertical con la cima en 0.1 hPa (64 km aproximadamente) y utiliza una coordenada híbrida sigma-presión. Su resolución espectral es T159 que se corresponde con una rejilla de 144 (longitud) por 73 (latitud).

Aunque la erupción del volcán Monte Pinatubo en 1991 causó problemas en la asimilación de las radiancias de las observaciones satelitales, los análisis de ERA40 capturan bien el calentamiento estratosférico causado por la absorción de la radiación solar por parte de los aerosoles y el enfriamiento troposférico debido a la barrera que forman los aerosoles, que evitan que se caliente la troposfera. Por otro lado, la comparación de los análisis de ERA40 con observaciones de viento muestra también que ERA40 proporciona una buena representación de la QBO (Thomas et al. 2009).

Para la tesis se utilizan datos en promedio mensual para el periodo 1957-2001.

### **2.3. Datos HadISST**

El conjunto de datos de hielo marino y de SST del Met Office Hadley Centre (HadISST) es una combinación de campos mensuales de SST y de concentración de hielo marino a escala global para una rejilla de 1 ° de longitud por 1 ° de latitud desde 1870 hasta octubre de 2009 (Rayner et al. 2003). Esta base de datos HadISST se utiliza en múltiples estudios para forzar Modelos Atmosféricos de Circulación General que simulan el clima y evalúan los modelos acoplados atmósfera-océano. También se emplea la base de datos de HadISST para completar información sobre la superficie del mar del reanálisis ERA40 desde 1958 hasta 1981.

En la tesis se ha empleado el conjunto de datos de HadISST para calcular los índices que definirán episodios de El Niño Modoki y El Niño Canónico.

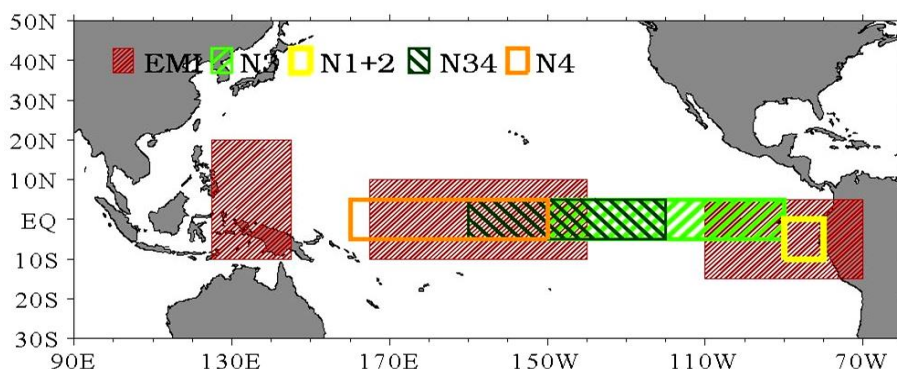
### **2.4. Metodología**

#### **2.4.1. Índices para ENSO Canónico**

Tradicionalmente ENSO se definió a partir del Índice de la Oscilación del Sur (SOI) basado en la diferencia de presión entre Tahití y Darwin (Australia). Más adelante y puesto que ENSO se relaciona con la convección profunda, se decidió emplear índices que capturasen dicha actividad convectiva a través de las anomalías de SST del Pacífico ecuatorial. De hecho, para el desarrollo y persistencia de la convección profunda en los trópicos es necesario que las SSTs superen los 28 °C (Graham y Barnett 1987).

## Capítulo II. Datos y Metodología

Los cuatro índices más empleados fueron definidos en la década de los ochenta en función de la variación anómala de las SSTs del Pacífico ecuatorial oriental y central, siempre a la derecha de la línea de cambio de fecha. En dichas zonas se ubican instrumentos de observación de distintas variables meteorológicas que toman medidas de forma permanente (las regiones y definiciones de los distintos índices pueden observarse en la Figura 2.1 y en la Tabla 2.1, respectivamente).



**Figura 2.1.** Representación de las regiones empleadas para calcular EMI, N4, N3, N1+2.

Índices	Latitud	Longitud
<b>EMI</b>	A (10 N - 10 S)	A (165 E - 140 W)
	B (5 N - 15 S)	B (110 W - 70 W)
	C (20 N - 10S)	C (125 E - 145 E)
<b>N4</b>	5 N - 5 S	160 E - 150 W
<b>N3</b>	5 N - 5 S	150 W - 90 W
<b>N34</b>	5 N - 5 S	170 W - 120 W
<b>N1+2</b>	0 - 10 S	90 W - 80 W

**Tabla 2.1.** Índices descritos a partir de las anomalías de SST de las regiones correspondientes. Para EMI las regiones A, B y C hacen referencia a las cajas centro, oeste y este, respectivamente.

Uno de los índices más empleados es el índice Niño 3.4 (N3.4), definido como el promedio de las anomalías de SST en la región [5 N - 5 S, 170 W - 120 W], de modo que cuando la anomalía supera 0.5 °C en dicha zona se alcanza el umbral necesario para que se produzca convección profunda de marzo a mediados de junio. El resto del año se requiere una anomalía de SST superior, en concreto en torno a 1.5 °C entre noviembre y diciembre. Otro índice muy utilizado que representa el calentamiento de una amplia región localizada más hacia el este del Pacífico es el de El Niño 3 (N3). Éste se describe



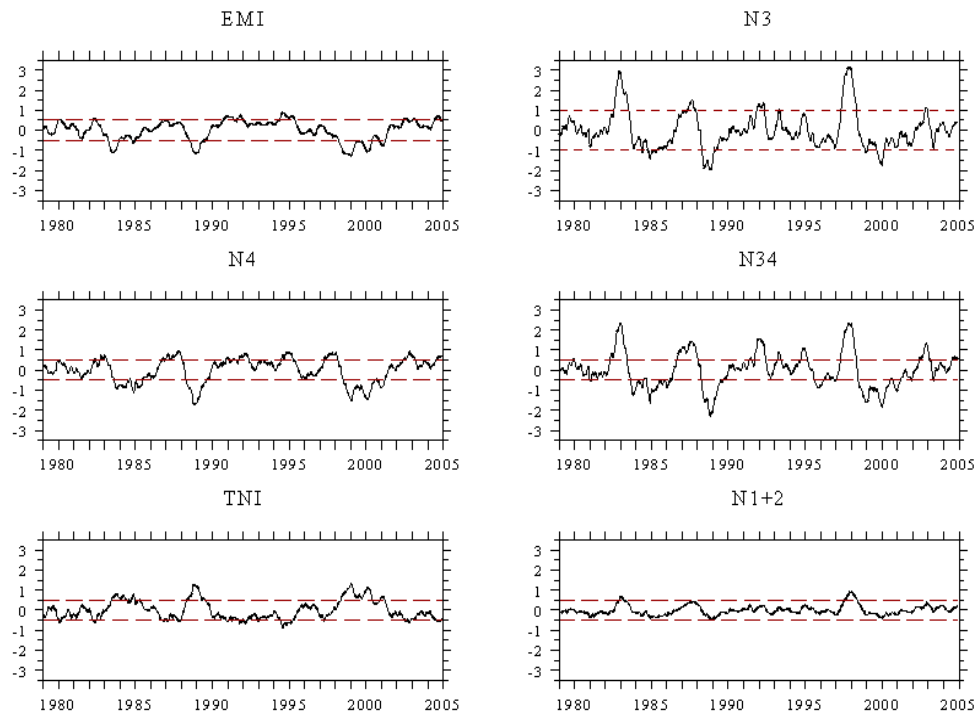
como el promedio de las anomalías de SST sobre la región [5 N - 5 S, 150 W - 90 W]. Las anomalías de SST del extremo más al este del Pacífico oriental vienen dadas por el índice El Niño 1+2 (N1+2), cuya región se localiza en [0 - 10 S, 90 W - 80 W].

#### 2.4.2. Índices para ENSO Modoki.

Para caracterizar los episodios ENSO Modoki y debido a la naturaleza tripolar de las anomalías de SST, tal y como se mencionó en la Introducción (con anomalías positivas en el centro del Pacífico y negativas en el este y oeste del Pacífico), Ashok et al. (2007) definieron el índice de El Niño Modoki (El Niño Modoki Index, EMI) como:

$$EMI = [SSTA]_A - 0.5[SSTA]_B - 0.5[SSTA]_C \quad (9)$$

Los términos entre corchetes en la Ecuación (9) representan las anomalías de SST (SSTA) promediadas dentro del área de la región A [10 N - 10 S, 165 E - 140 W], B [5 N - 15 S, 110 W - 70 W] y C [20 N - 10 S, 125 E - 145 E] respectivamente, mostradas en los rectángulos rojos de la Figura 2.1 (también resumido en la Tabla 2.1). La evolución de EMI puede observarse en la Figura 2.2.



**Figura 2.2.** Evolución temporal de los valores mensuales de los distintos índices calculados a partir de datos HadISST. Los valores han sido normalizados y suavizados aplicando un filtro 1-2-1.

Tal y como se menciona en la Introducción, Ashok et al. (2007) demostraron que ENSO Canónico y ENSO Modoki son el primer y el segundo modo de variabilidad (EOF1 y EOF2 de SSTs y OLR, respectivamente) del Pacífico tropical desde 1979 hasta 2004. La correlación que obtienen entre la EOF2 y el EMI definido para caracterizar El Niño Modoki es de 0.91, lo que corrobora la definición de este índice. Cuando el periodo de análisis para las SSTs se extiende hacia atrás en el tiempo, el segundo modo de variabilidad ya no muestra un máximo en la varianza en el centro del Pacífico tropical, característico de los episodios de El Niño Modoki a partir de 1979. De hecho, la EOF2 de 1958 a 1970 también está asociada con el patrón de El Niño Canónico. Esta es la razón por la que, en esta tesis, la señal de El Niño Modoki sólo se analiza a partir de EMI durante el periodo 1979-2004.

Algunos autores se basan en otros índices para definir ENSO característico del Pacífico central a pesar de que sus correlaciones con las series de las PCs de las SSTs son mucho menores que para EMI. Por ejemplo, Kug et al. (2009), Hurwitz et al. (2011), Graf y Zanchettin (2012) emplean N4, cuyo coeficiente de correlación con la PC2 es tan sólo de 0.51.

Otros como Kao y Yu (2009) o Yu y Kim (2010) hacen un análisis de EOF para anomalías de SST sustrayendo las anomalías correspondientes a la región N1+2 para definir El Niño Modoki o eliminando las de N4 para El Niño Canónico. Sin embargo, es importante resaltar que la correlación de N4 con N3 es 0.77 y la de EMI con N3 es sólo 0.20, por lo que EMI captura variabilidad asociada a El Niño Modoki más independiente de la de El Niño Canónico que la capturada por N4 (Hendon et al. 2009). En el capítulo VI se muestra una comparación de los resultados obtenidos a partir de estos índices.

Otro de los índices empleados para El Niño Modoki es el Trans-Niño Index (TNI) definido por Trenberth y Stepaniak (2001) como la diferencia entre N1+2 y N4 (Tabla 2.1). La correlación de TNI con la PC2 de las SSTs es muy alta (-0.97), pero TNI sólo considera anomalías del centro y este del Pacífico y, erróneamente, discrimina aquéllas del oeste. Ya se ha mencionado que la correlación de la PC2 con N4 es 0.51.

Además, la correlación de la PC2 con N1+2 es -0.44 y las de la PC2 con la región centro y este de EMI (rectángulos A y B, respectivamente de la Tabla 2.1 o Ecuación 9) son 0.51 y -0.42, respectivamente, por lo que ambos índices son semejantes en dichas regiones. No obstante, si se correlaciona la PC2 con la región oeste de EMI (caja C, Tabla 2.1 o Ecuación 9) el resultado es de -0.45, que es una amplitud mayor que aquélla para N1+2 (región este de EMI). Esto demuestra que las anomalías de SST del oeste del Pacífico son tan importantes como las del este, por lo que es necesario añadir este término a la hora de definir la variabilidad del Pacífico tropical, tal y como se hace en EMI.

En este trabajo, los episodios ENSO Canónico se han caracterizado por N3, ya que la correlación entre la PC1 y N3 es muy elevada, 0.98 (Ashok et al. 2007). La Figura 2.2 y la Tabla 2.2 muestran claramente que los valores de N3 son mucho mayores que los de EMI. En esta misma tabla y al igual que en otros estudios (García-Herrera et al. 2006), los episodios seleccionados como El Niño Canónico se caracterizan por tener un máximo a finales del otoño- principio del invierno boreal, algo que no siempre se cumple en El Niño Modoki.

Índices											
EMI > 0.5		N3 > 1		N4 > 0.5		N3.4 > 1		N1+2 > 0.5		TNI > 0.5	
Feb80	0.5682	Nov65	1.4422	Feb80	0.5367	Ene83	2.9741	Ene83	0.6733	Nov83	0.8125
Feb87	0.5052	Dic72	2.4388	Oct82	0.8099	Feb92	1.5648	Feb98	0.8976	Dic84	0.7976
Ene91	0.7045	Dic82	3.0789	Nov87	0.9572	Dic94	1.1000			Oct88	1.2688
Nov91	0.7269	Dic97	3.2506	Mar92	0.8182	Nov97	2.3571			Ene99	1.2966
Ago94	0.8958	Nov02	1.2515	Nov94	0.8855	Ene98	2.3617			Feb01	0.6599
Feb03	0.5837			Nov97	0.8838	Nov02	1.3371				
				Nov02	0.8895						

**Tabla 2.2.** Episodios de El Niño Modoki y El Niño Canónico para distintos índices. En N3 el periodo es de 1958 a 2004 y para el resto, de 1979 a 2004. El Niño Canónico extremo se muestra en cursiva.

A pesar de que N3.4 se ha utilizado en muchos estudios para caracterizar episodios de El Niño Canónico, no se utiliza en este trabajo porque incluye anomalías de SST que también se extienden sobre la región del Pacífico central ecuatorial empleada para definir los eventos de El Niño Modoki (Weng et al. 2007).

Para calcular los índices que caracterizan El Niño Modoki y El Niño Canónico se emplean los datos de SST de HadISST para el periodo comprendido entre 1979 y 2004, que coincide con las simulaciones de WACCM 3.5. Los episodios EMI se identifican como aquéllos en los que el índice excede  $\pm 0.5$  desviaciones estándar. La Tabla 2.2 enumera los episodios de la fase cálida de ENSO Modoki y sus valores EMI correspondientes, los cuales coinciden con los elegidos por otros autores que hicieron un estudio del fenómeno en la troposfera (Ashok et al. 2007, Weng et al. 2007, Weng et al. 2009). Además, se ha comprobado que todos y cada uno de los episodios de El Niño Modoki detectados a partir de EMI comparten el patrón descrito por Ashok et al. (2007) y su EOF2 de SST. Por ello, no se ha considerado el episodio cálido con máximo en octubre de 1982, detectado a partir de EMI como un episodio El Niño Modoki, dado que su patrón de anomalías de SST es más bien propio de El Niño Canónico.

En la mayoría de los trabajos existentes sobre El Niño Canónico, se seleccionan aquellos episodios en los que la desviación estándar del índice en cuestión supera el valor de 1. Sin embargo, de acuerdo con Kug et al. (2009), los episodios El Niño caracterizados por fuertes anomalías de SST positivas en el Pacífico este que se extienden hacia el Pacífico central y que son esencialmente diferentes de El Niño Modoki, son únicamente los episodios *extremos* representados por N3. Por ello, se han elegido sólo los episodios de diciembre de 1972, diciembre de 1982 y diciembre de 1997 como *Niños Canónicos*, que corresponden a  $N3 > 1.5$ .

### 2.4.2. Métodos estadísticos

Una vez calculados los índices y seleccionados los episodios El Niño Modoki y El Niño Canónico más intensos, en este trabajo se caracteriza la señal de estos fenómenos en distintos campos atmosféricos simulados por el modelo WACCM 3.5.

Primero, se calcula el *ensemble* (promedio de las 4 simulaciones generadas por WACCM 3.5) y se desestacionaliza. De este modo se elimina el ciclo estacional y el resultado final con el que se trabaja son las anomalías. A continuación, se hace un suavizado a través de un filtro 1-2-1 donde cada punto se calcula como el promedio ponderado del propio punto (X) y el anterior (X-1) y el posterior (X+1) dando un peso doble al propio punto (X):

$$\text{Anomalía filtrada (X)} = \frac{(\text{Anomalías})_{X-1} + 2 \cdot (\text{Anomalías})_X + (\text{Anomalías})_{X+1}}{4} \quad (10)$$

Puesto que esta versión de WACCM incluye QBO, química interactiva, forzamiento radiativo de aerosoles volcánicos y señal solar, será necesario emplear métodos de análisis para aislar las fuentes de variabilidad en la atmósfera media asociadas con la dinámica interna del modelo y con las SSTs especificadas. Para aislar la señal ENSO de otras fuentes de variabilidad que son importantes en la estratosfera y simuladas en WACCM 3.5, se emplean dos métodos estadísticos: una regresión lineal múltiple y a continuación, composites *Niño* a partir de los residuos de la regresión lineal múltiple.

Primero, se lleva a cabo la regresión lineal múltiple de la serie temporal en cuestión considerando como factores de regresión las fuentes de variabilidad que se desean eliminar. De modo que la ecuación de la regresión lineal múltiple toma la forma:

$$y = x_1 \cdot t + x_2 \cdot \text{AOD} + x_3 \cdot F_{10.7} + x_4 \cdot \text{QBO}_1(\text{EOF}_1) + x_5 \cdot \text{QBO}_2(\text{EOF}_2) + \text{Residuo} \quad (11)$$

Los coeficientes de la Ecuación (11) se calculan del siguiente modo: se utiliza la tendencia lineal para estimar la tendencia a largo plazo, el flujo solar  $F_{10.7}$  se emplea como predictor del ciclo solar de 11 años y la variabilidad asociada a la QBO y el efecto de los volcanes se determina tal y como se explicó en la sección 2.1.

La señal de ENSO está incluida en el residuo de la regresión lineal múltiple y excluye la variabilidad asociada a las fuentes eliminadas, por lo que este residuo es la serie que se utilizará para el cálculo de composites de los dos tipos de ENSO objeto de esta tesis.

Una desventaja de la regresión lineal múltiple es que no considera las interacciones *no lineales*. La señal de ENSO en los extratropicos podría interactuar de forma *no lineal* con la asociada a otras fuentes de variabilidad como la QBO o el ciclo solar de 11 años (Garfinkel y Hartmann 2007, Calvo et al. 2009, Calvo y Marsh 2011). Sin embargo, el estudio de una versión anterior a WACCM 3.5, WACCM 1b, en la que el modelo no simula la QBO ni incluye la variabilidad asociada al ciclo solar de 11 años, muestra buen acuerdo en señales estratosféricas tanto para El Niño Canónico como para El Niño Modoki, lo que añade confianza a la metodología empleada en este estudio.

A continuación, se utilizan los residuos para calcular los composites de cada variable para cada mes, que representan el promedio de la variable de estudio en cuestión para el conjunto de los distintos episodios. La significancia de la señal obtenida en los composites, en relación con la variabilidad interna de la fuente de datos utilizada, se calcula a partir de una simulación de Monte Carlo. En primer lugar, para cada mes del calendario, se crea un grupo de episodios aleatorio a partir de la serie temporal completa desde 1979 a 2004. Este grupo debe estar compuesto por el mismo número de casos  $n$  que el fenómeno en cuestión (6 episodios para El Niño Modoki y 3 para El Niño Canónico extremo, ver Tabla 2.2) cuya significancia se quiere calcular. Finalmente se calcula el composite de este grupo aleatorio. Este procedimiento se repite 1000 veces y se representa la distribución. Un análisis preliminar demostró que 1000 realizaciones eran suficientes para estimar la distribución de probabilidad estable. Esta función sigue una distribución normal de media 0 y desviación típica  $\sigma$ . De esta forma, las anomalías de los composites originales se consideran significativas al nivel del 95% cuando se encuentran en una de las colas del 2.5% de la distribución generada aleatoriamente.

A lo largo de este trabajo también se muestran resultados obtenidos con datos de ERA40. Para analizar estos datos, se ha llevado a cabo el mismo procedimiento (realizar la regresión múltiple, calcular los composites y llevar a cabo el test de Monte Carlo) para los mismos episodios.



## **Capítulo III. Señal de ENSO Modoki en la atmósfera media**





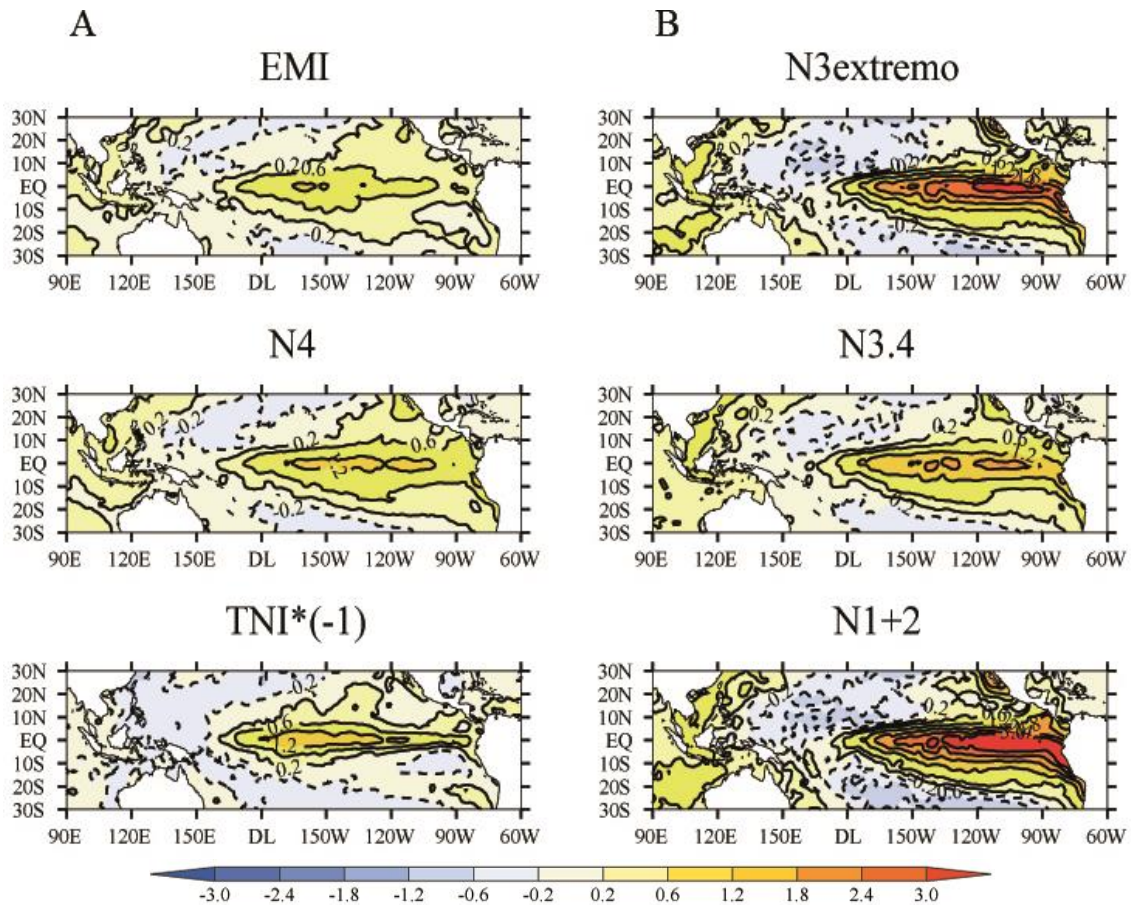
### 3.1. Señal de ENSO en las temperaturas superficiales del mar

Antes de estudiar la señal de ENSO Modoki en la atmósfera media, es necesario caracterizar su señal sobre el Pacífico tropical a partir de las SSTs y se comparará con la obtenida para ENSO Canónico. La Figura 3.1 (paneles A y B) muestra los composites de los patrones de anomalías de SST para los episodios ENSO asociados a EMI y N3 extremo, respectivamente, en el invierno boreal (dichos inviernos aparecen en la Tabla 2.2).

Para la fase cálida de ENSO Modoki (Figura 3.1, arriba izquierda), las anomalías correspondientes a EMI muestran la estructura tripolar característica de El Niño Modoki y justifican la elección de las regiones para la definición de este índice. Las anomalías positivas en el Pacífico central alcanzan hasta 1.8 K y las negativas en el Pacífico oriental, -0.4 K. La anomalía negativa al este (110 W - 80 W) se sitúa entre 5 S y 15 S, mientras que aquella al oeste (160 E - 120 E) se extiende hacia los extratropicos alcanzando regiones más allá de los 25 ° de latitud en cada hemisferio. La magnitud y la extensión de las anomalías se asemejan a aquellas mostradas por Ashok et al. (2007), lo que da consistencia a nuestra elección de los episodios de El Niño Modoki.

Las anomalías de SST para episodios extremos de El Niño Canónico utilizando el N3 (Figura 3.1, arriba derecha) se sitúan en el este del Pacífico ecuatorial con su máximo de anomalías centrado sobre 105 W y con valores cercanos a 3 K. A pesar de que las anomalías de SST para los episodios extremos de El Niño Canónico son casi tres veces mayores que las de El Niño Modoki, la diferencia de anomalía negativa no es tan grande entre ambos fenómenos. La comparación entre EMI y N3 muestra que el máximo de anomalías se encuentra en regiones diferentes y por tanto apoya la elección de índices realizada para este trabajo.

En la Figura 3.1 se añaden los patrones anómalos de SST obtenidos a partir de otros índices (Tabla 2.2). La comparación de los mismos muestra la semejanza entre aquéllos referidos a El Niño Canónico (N3, N3.4 y N1+2).

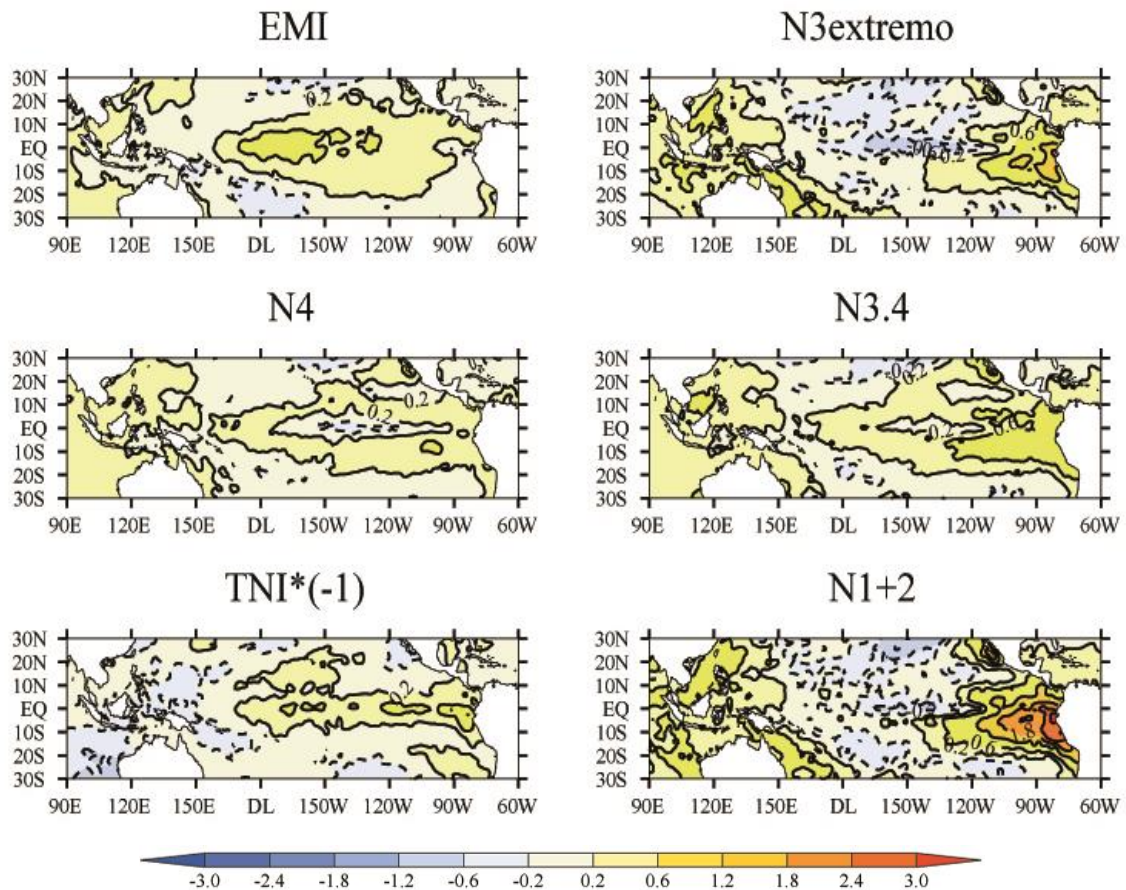


**Figura 3.1.** Composites de anomalías de SST para el promedio diciembre, enero y febrero (DEF) según el índice elegido de acuerdo con la Tabla 2.1. Los contornos están dibujados como muestra la barra de colores (K).

En cuanto a los índices que caracterizan a El Niño Modoki según otros estudios (Kug et al. 2009), el composite de anomalías de SST para N4 (Figura 3.1, centro izquierda) guarda cierta semejanza con EMI, ya que el calentamiento anómalo se extiende sobre el centro del Pacífico. Sin embargo, el núcleo de anomalías positivas para EMI se sitúa más en el centro del Pacífico, mientras que para N4 se extiende hacia el Pacífico este. Además, la señal en el este del Pacífico es más débil en los composites con EMI que con N4. En este sentido, el patrón del N4 se parece más a los utilizados para El Niño Canónico que el patrón del EMI.

Con respecto al resultado obtenido para TNI\*(-1) (Figura 3.1, abajo izquierda), se ve que es casi idéntico al del EMI, por lo que la estructura de anomalías de SST para TNI es opuesta a la del EMI. Las principales diferencias entre ambos índices residen en la extensión de las anomalías máximas en el Pacífico central, para TNI abarca desde la línea de cambio de fecha hasta 120 W, mientras que para EMI no sobrepasan 160 W.

La comparación de los patrones de anomalías de SST para el promedio diciembre, enero y febrero (Figura 3.1) con respecto a otras estaciones (ejemplo, Figura 3.2 para junio, julio y agosto) revela que el patrón de anomalías es máximo en el invierno boreal. La señal en el Pacífico ecuatorial para cualquier índice pierde fuerza según avanza el año, minimizándose en el otoño boreal del año siguiente (mostrado en el Apéndice, A1 y A2). Es por ello que tradicionalmente la respuesta en la estratosfera al fenómeno ENSO se ha estudiado alrededor de esta estación. Además, en el invierno boreal se favorece la propagación vertical de la señal en el HN a través de ondas, tal y como se explicó en la Introducción (Sassi et al. 2004, García-Herrera et al. 2006). En consecuencia, en este trabajo se estudiará la señal de El Niño Modoki principalmente en torno a los meses del invierno boreal, lo que permitirá comparar con la señal de El Niño Canónico en la estratosfera y a su vez, contrastar con los resultados de Ashok et al. (2007) en el estudio de El Niño Modoki en troposfera.



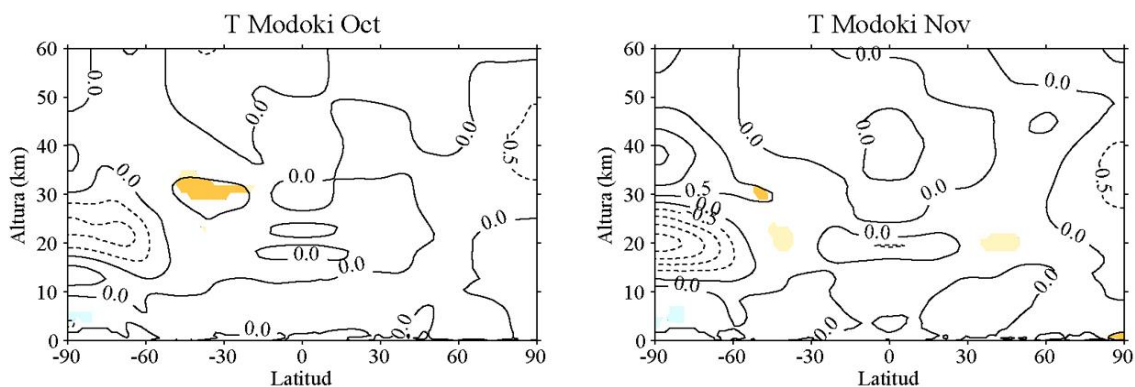
**Figura 3.2.** Composites de anomalías de SST para el promedio junio, julio, agosto (JJA) según el índice elegido de acuerdo con la Tabla 2.1. Los contornos están dibujados como muestra la barra de colores (K).

### 3.2. Señal zonal de ENSO Modoki en la estratosfera

Tal y como se explicó en la Introducción, la señal de El Niño Canónico muestra una fuerte señal en la temperatura zonal de la estratosfera. Por ello en esta sección se estudia la señal promedio zonal de El Niño Modoki en dicha capa y se compara con la de El Niño Canónico. Primero se analizan distintas variables atmosféricas del promedio de las simulaciones realizadas con WACCM 3.5 para El Niño Modoki, comenzando con el estudio de anomalías de temperatura zonal en la atmósfera. La Figura 3.3 recopila los composites de anomalías de temperatura zonal entre octubre y julio.

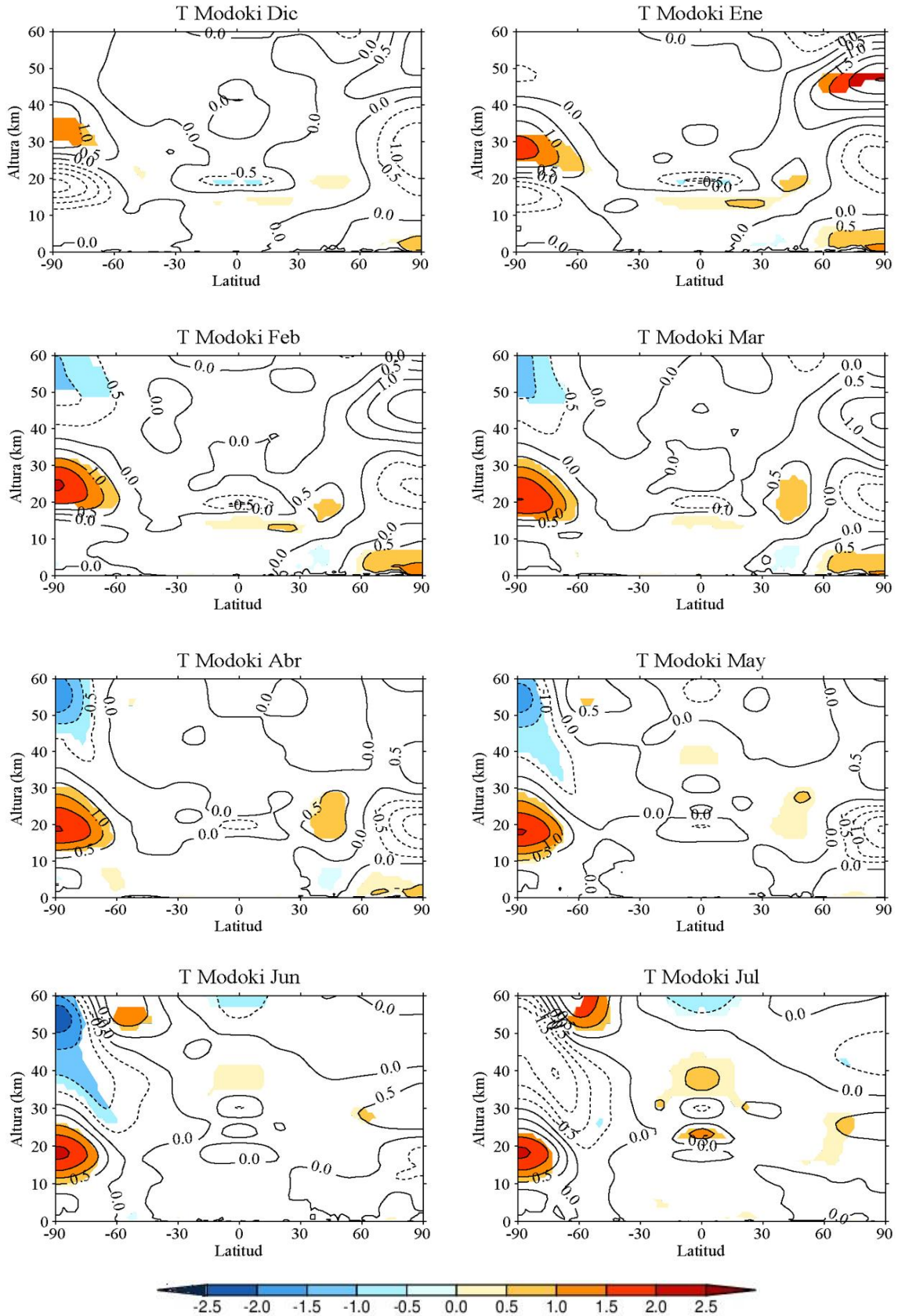
La señal más fuerte y significativa se encuentra en la región polar del HS, donde se observa un calentamiento anómalo en diciembre a 35 km de altura que alcanza valores máximos en el mes de febrero (entre 2 K y 2.5 K), se debilita en julio y, aunque no se muestra, desaparece en septiembre. Acompañando el calentamiento también aparece un enfriamiento anómalo en la mesosfera polar en febrero, justo encima del calentamiento anómalo, que se intensifica en la primavera boreal hasta alcanzar -1.5 K.

Mientras, en altas latitudes del HN sólo en enero un núcleo de anomalías positivas en la alta estratosfera- baja mesosfera es significativo. En latitudes medias del HN sí aparece un núcleo de anomalías positivas significativas de hasta 1.0 K entre los 20 km y los 30 km de altura de enero a abril. En la troposfera de latitudes altas del HN y a partir de diciembre se aprecia una señal significativa de 1.0 K que alcanza 1.5 K en febrero. En los trópicos, la alta troposfera sufre un calentamiento débil pero significativo desde enero hasta abril mientras que la baja estratosfera se enfría significativamente en diciembre y enero.



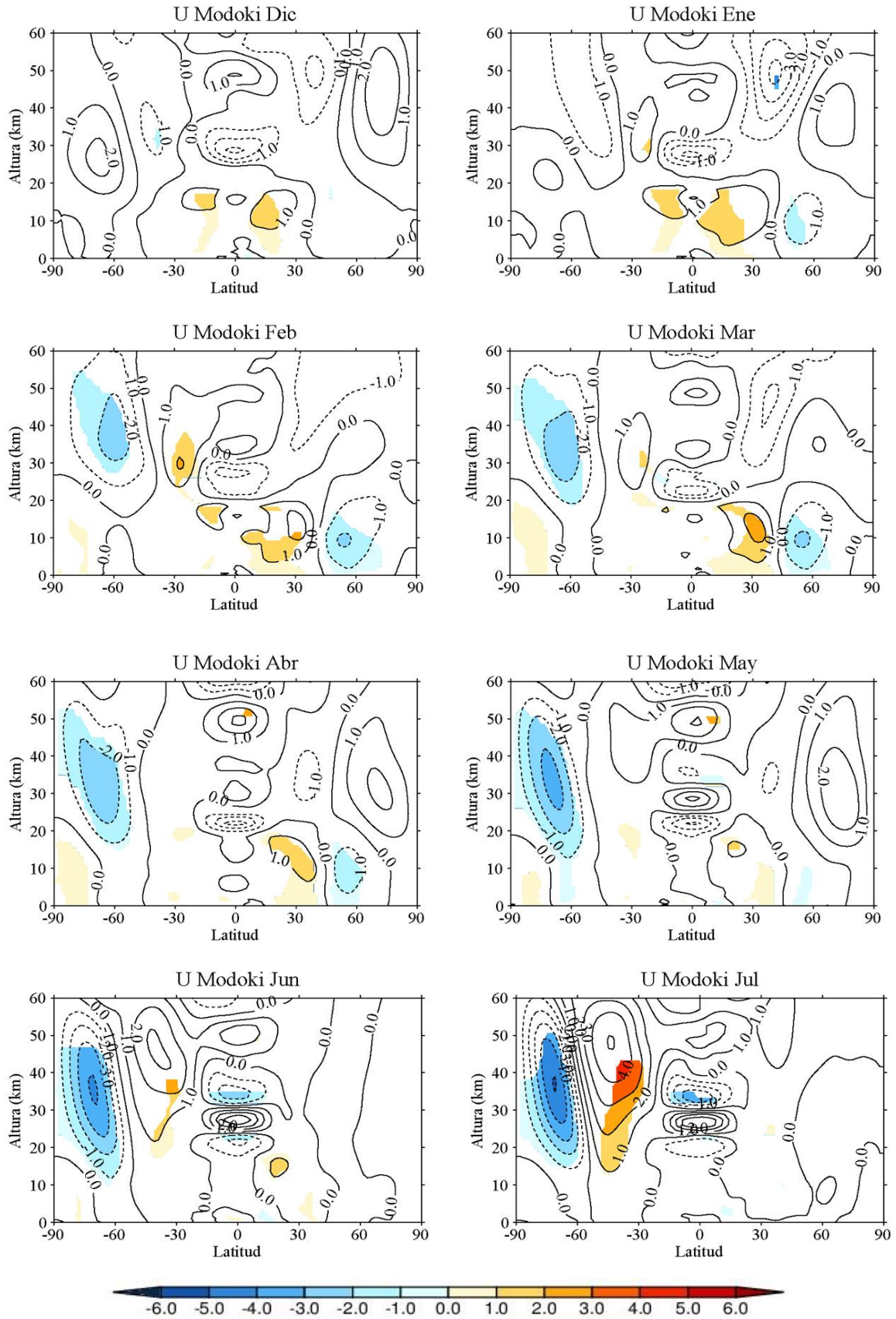


### Capítulo III. Señal de ENSO Modoki en la atmósfera media



**Figura 3.3.** Composites de anomalías de temperatura zonal para El Niño Modoki de octubre a julio empleando WACCM 3.5. Las regiones coloreadas son significativas al 95% según un test de Monte Carlo. Los contornos están dibujados cada 0.5K.

## Señal zonal de ENSO Modoki en la estratosfera



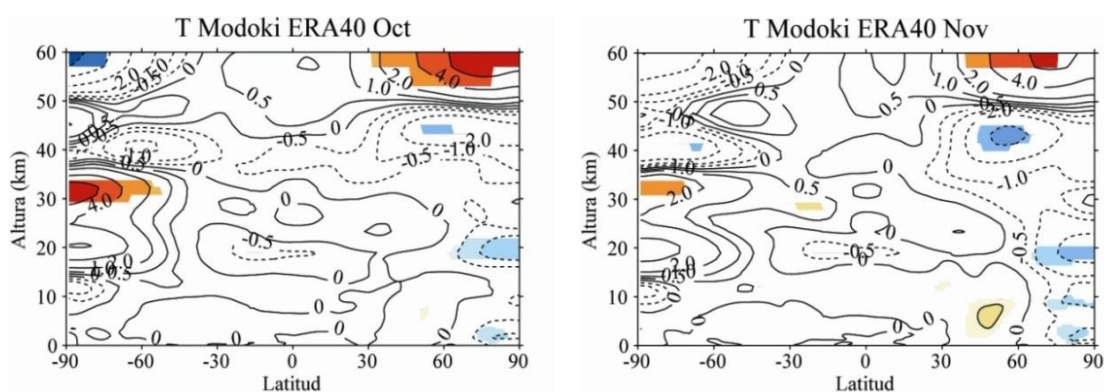
**Figura 3.4.** Composites de anomalías de viento zonal promediado zonalmente para El Niño Modoki de diciembre a julio empleando WACCM 3.5. Las regiones coloreadas son significativas al 95% según un test de Monte Carlo. Los contornos están dibujados cada  $1.0 \text{ m.s}^{-1}$ .

La señal de ENSO Modoki en temperatura se relaciona con la del viento zonal (Figura 3.4) debido al balance geostrófico. Es por ello que los composites de temperatura zonal (Figura 3.3) y viento zonal (Figura 3.4) guardan cierta semejanza, mostrando una señal significativa en el HS en la estratosfera y en el HN en troposfera. En la región extratropical del HS, los vientos zonales en la estratosfera experimentan un debilitamiento significativo que comienza en febrero y perdura hasta noviembre (en relación con la climatología mostrada en la Figura 3.6). Entre marzo y julio esta señal significativa se extiende hacia la troposfera, alcanzando la superficie en mayo. En el HN la señal estratosférica en latitudes altas no es significativa en ningún mes, al igual que ocurría con los patrones de temperatura. En la troposfera y baja estratosfera de latitudes subtropicales y medias aparece un dipolo anómalo de vientos en el HN, con un debilitamiento en latitudes medias e intensificación en la región subtropical (reforzamiento del jet subtropical) entre enero y mayo.

### 3.3. Comparación con ERA40

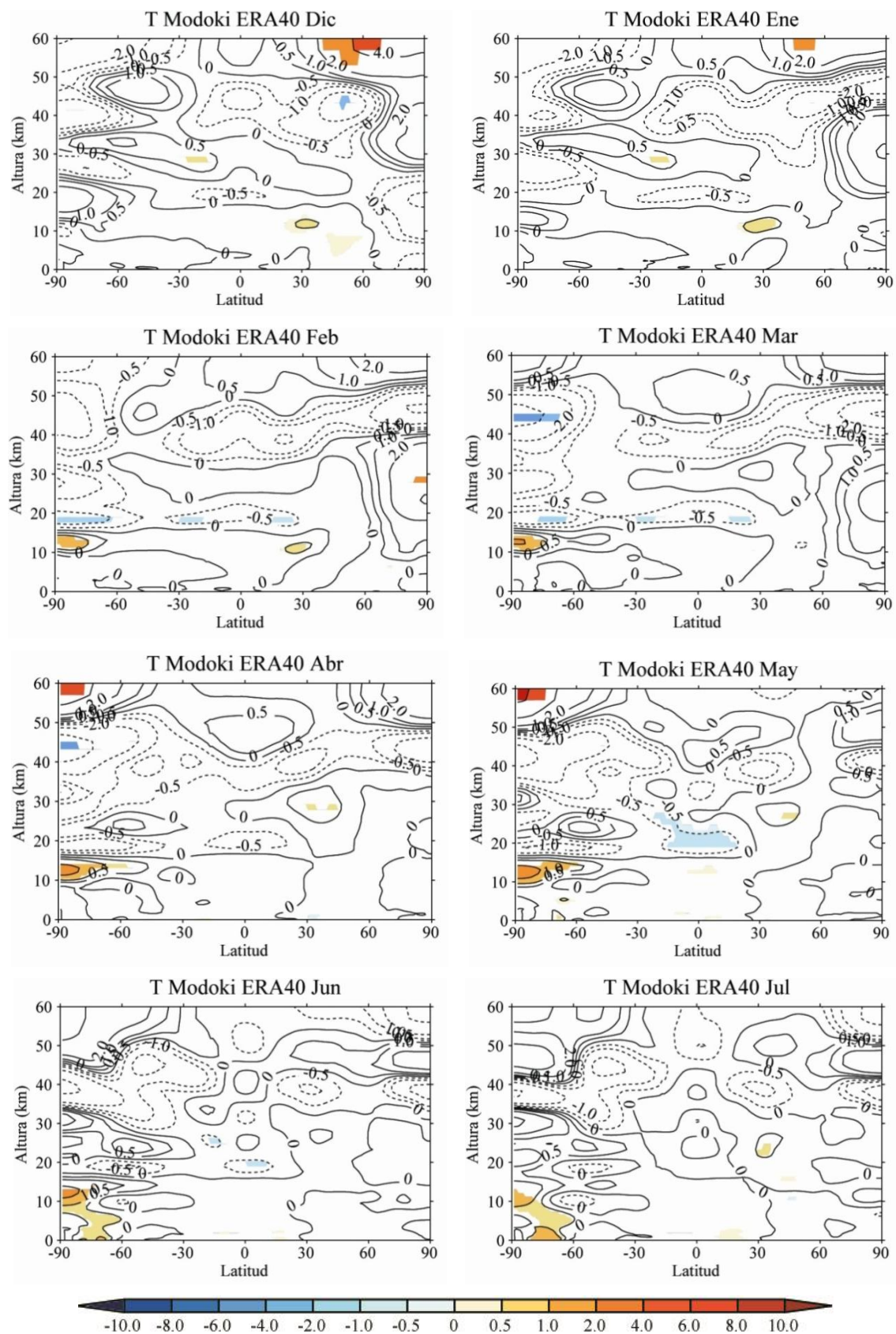
Con el fin de evaluar si WACCM 3.5 simula la respuesta atmosférica a El Niño Modoki de forma realista, a continuación se comparan los resultados simulados por el modelo (Figuras 3.3 y 3.4) con los obtenidos empleando ERA40 (Figuras 3.5 y 3.6).

En el HS, en octubre y noviembre la señal obtenida con ERA40 es significativa en la estratosfera polar, con un calentamiento de hasta 6 K entre 30 km y 35 km de altura. Según pasan los meses las anomalías positivas se hallan en la baja estratosfera y de nuevo, de forma significativa entre febrero y julio con valores máximos de 2 K. En la troposfera la señal aparece a partir de junio y perdura hasta noviembre (no mostrado).





## Comparación con ERA40



**Figura 3.5.** Composites de anomalías de temperatura zonal para El Niño Modoki de octubre a julio empleando ERA40. Las regiones coloreadas son significativas al 95% según un test de Monte Carlo. Los contornos están dibujados como indica la barra de colores (K). Nótese que la escala es diferente a la de WACCM 3.5.

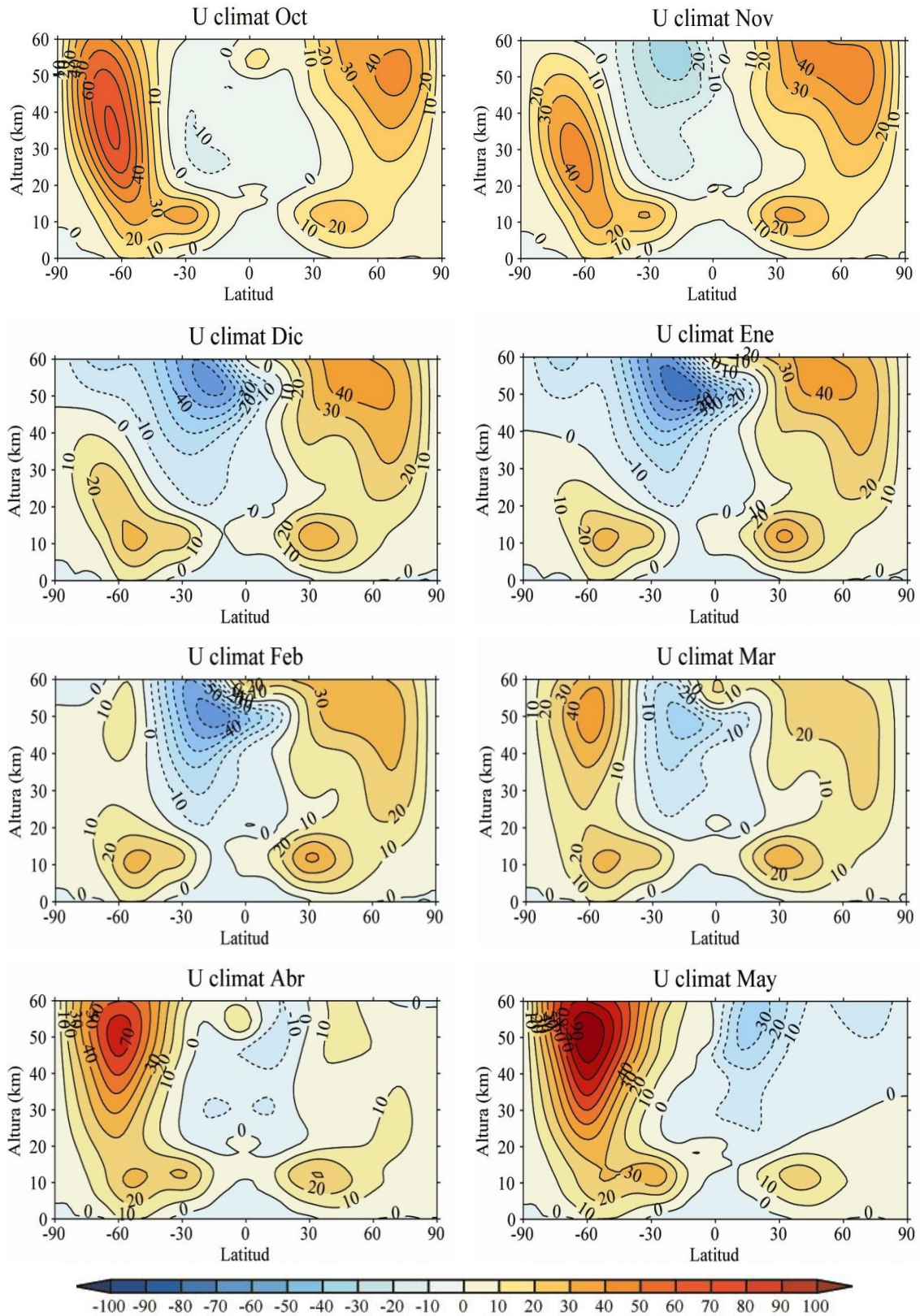
Los resultados obtenidos para el reanálisis coinciden con los de Hurwitz et al. (2011a) también para ERA40, aunque emplearon N4 para estudiar El Niño Modoki en la estratosfera (Figura 6a de su artículo) en vez de EMI. Estos autores obtuvieron en el HS un calentamiento anómalo de hasta 5 K en noviembre y diciembre y un enfriamiento anómalo de -2 K sobre este calentamiento, aunque sólo era significativo en una pequeña extensión durante febrero y marzo.

La mayor extensión del calentamiento anómalo significativo sobre la estratosfera polar del HS en WACCM 3.5 puede deberse a que al realizar un *ensemble* de simulaciones, la señal final sea menos ruidosa que en las observaciones. A pesar de que la extensión de las anomalías es menor en el reanálisis, en la estratosfera polar del HS éstas son significativas con anterioridad y más intensas. Como se verá en la próxima sección, estas anomalías están relacionadas con la propagación y disipación anómala de ondas, y según el criterio de Charney-Drazin, las ondas de Rossby se propagan hacia la estratosfera verticalmente sólo cuando los vientos de fondo son del oeste (sección 1.2.1.), por lo que el retraso en la aparición de las anomalías en el modelo comparado con el reanálisis podría deberse a diferencias en los vientos estratosféricos del HS.

Las Figura 3.6 y 3.7 representan la climatología de los vientos zonales desde el invierno boreal hasta inicio del verano boreal para el modelo y el reanálisis, respectivamente. En la Figura 3.6 puede verse que el máximo de vientos del oeste alcanza altitudes mayores en el modelo que en observaciones en el HS durante el invierno boreal (Figura 3.7) y como consecuencia, las ondas planetarias se propagan más en altura, alterando la estratosfera polar del HS con mayor efectividad. Esto puede deberse a que el viento es demasiado intenso en WACCM 3.5 en octubre y no deja pasar las ondas.

Volviendo a la comparación de la señal de temperatura de El Niño Modoki, en el HN, entre octubre y noviembre la estratosfera polar se enfría significativamente según las observaciones (Figura 3.5), mientras que con el modelo ni siquiera hay señal asociada a ENSO Modoki (Figura 3.3). En cuanto a la respuesta de la estratosfera tropical a El Niño Modoki, tanto las observaciones como el modelo muestran un leve enfriamiento de la baja estratosfera, que en el caso de ERA40 se extiende más en mayo.

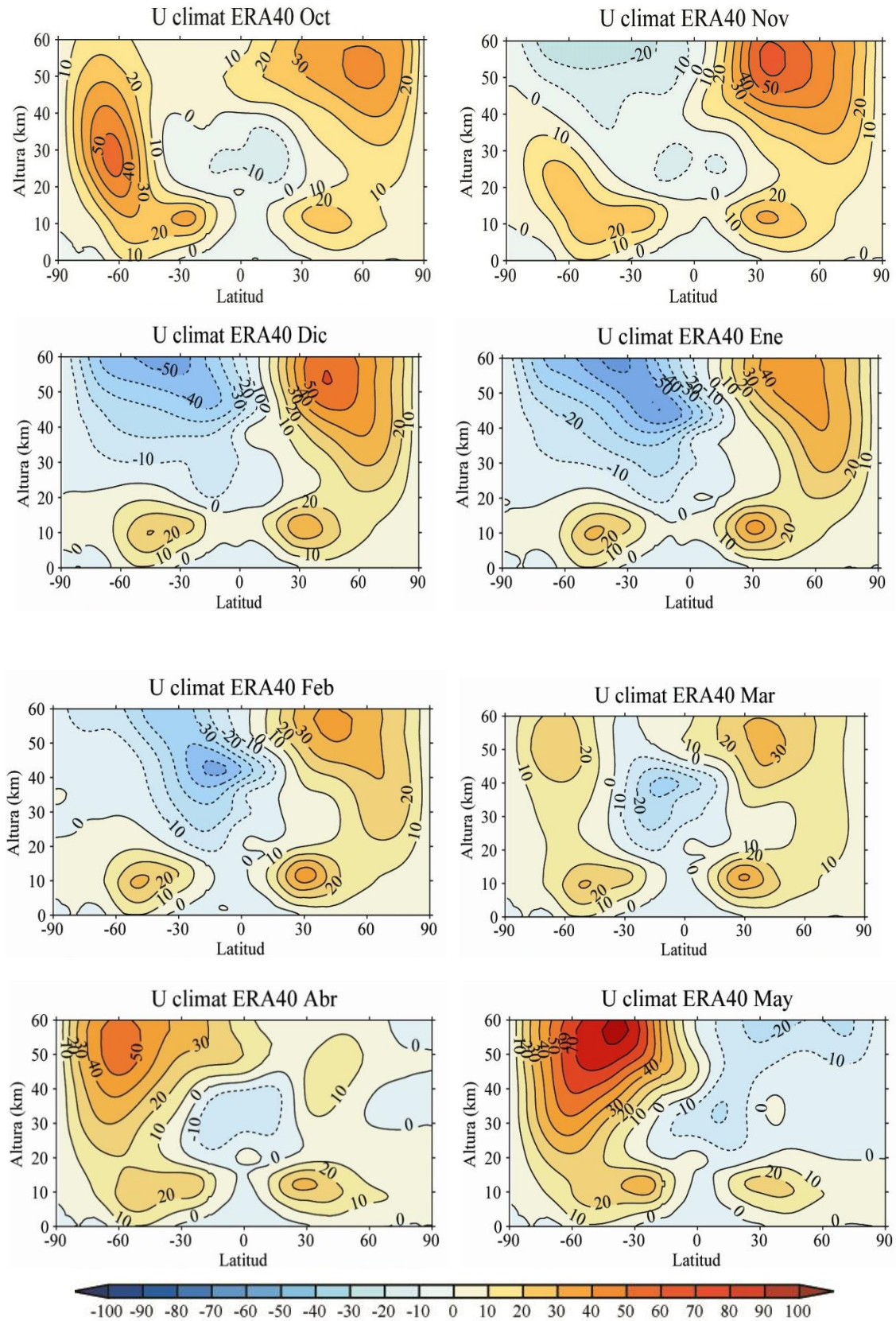
## Comparación con ERA40



**Figura 3.6.** Climatología de viento zonal promediado zonalmente de octubre a mayo empleando WACCM  
3.5. Los contornos están dibujados cada  $10 \text{ m.s}^{-1}$ .



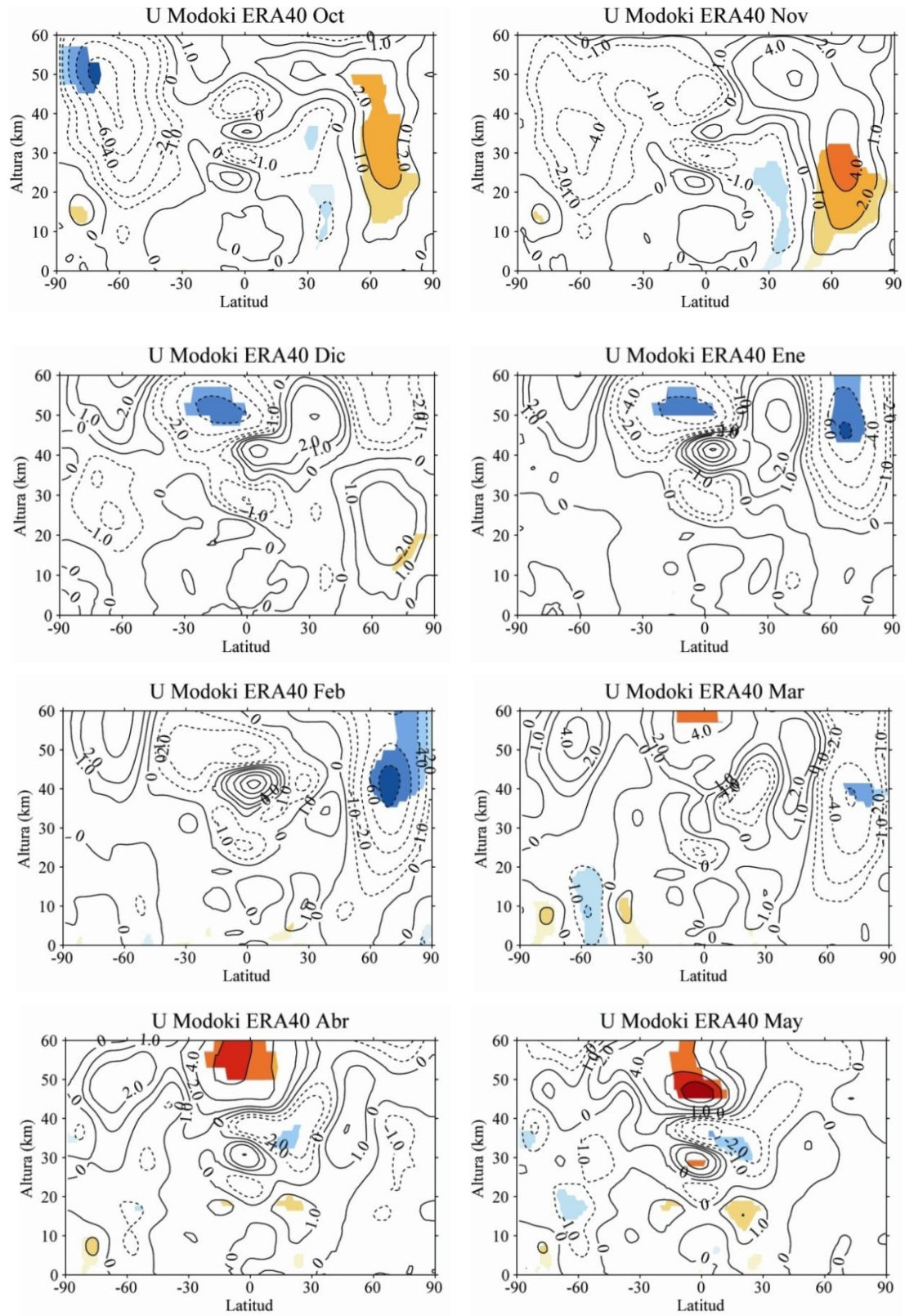
### Capítulo III. Señal de ENSO Modoki en la atmósfera media

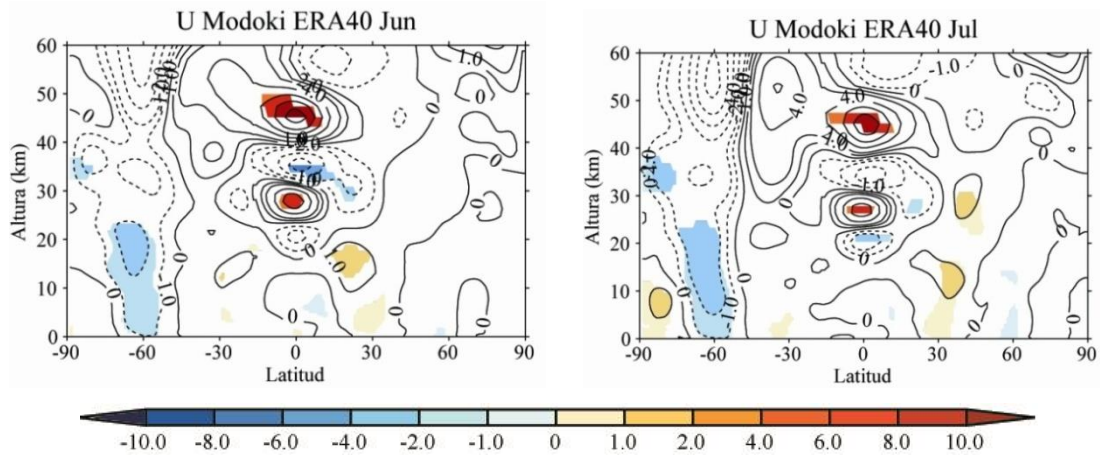


**Figura 3.7.** Climatología de viento zonal promediado zonalmente de octubre a mayo empleando ERA40.

Los contornos están dibujados cada  $10 \text{ m.s}^{-1}$ .

## Comparación con ERA40





**Figura 3.8.** Composites de anomalías de viento zonal promediado zonalmente para El Niño Modoki de octubre a julio empleando ERA40. Las regiones coloreadas son significativas al 95% según un test de Monte Carlo. Los contornos están dibujados como indica la barra de colores ( $m.s^{-1}$ ). Nótese que la escala es diferente a la de WACCM 3.5.

En cuanto a la señal en el viento zonal, WACCM 3.5 (Figura 3.4) guarda semejanzas con ERA40 (Figura 3.8). En el reanálisis, en altas latitudes del HS el viento zonal se desacelera y su señal descende hasta la troposfera de latitudes medias. Al igual que en temperatura, la señal en viento aparece antes en el reanálisis y las regiones significativas son menores. En cambio, en el HN se observa una señal significativa mayor en el reanálisis que en el modelo. De nuevo, estas diferencias pueden deberse a la utilización del *ensemble* en el modelo frente a la "realización" del mundo real.

En resumen, el modelo WACCM 3.5 y el reanálisis ERA40 concuerdan en la señal obtenida para El Niño Modoki en la estratosfera del HS donde la señal es mayor y significativa. En el HN, WACCM 3.5 apenas muestra señal significativa en la estratosfera a diferencia de ERA40.

### 3.4 Comparación con El Niño Canónico

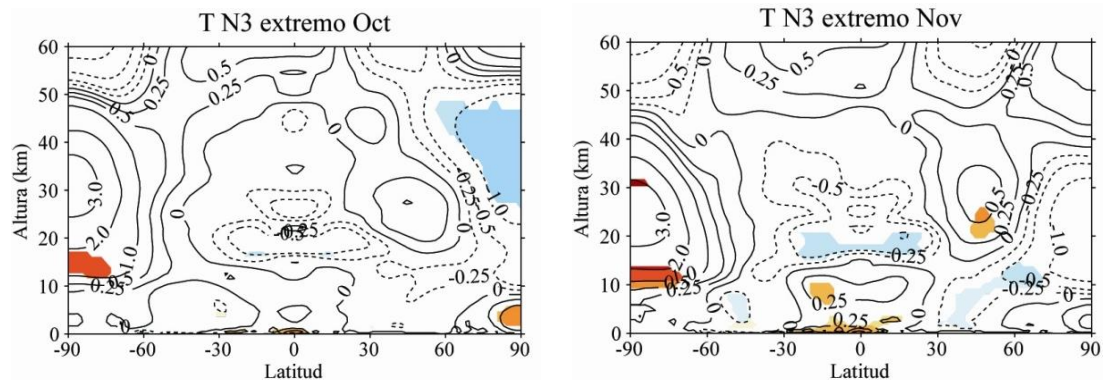
Una vez mostrada la robustez de la señal estratosférica en el HS de El Niño Modoki (en modelo y reanálisis) y con el fin de ver las diferencias en la señal entre éste y El Niño Canónico, se compara la señal de los dos tipos de *Niño*. Para El Niño Canónico se calculan composites análogos a los de El Niño Modoki siguiendo el mismo procedimiento. En este caso el composite está basado sólo en tres episodios, que son los



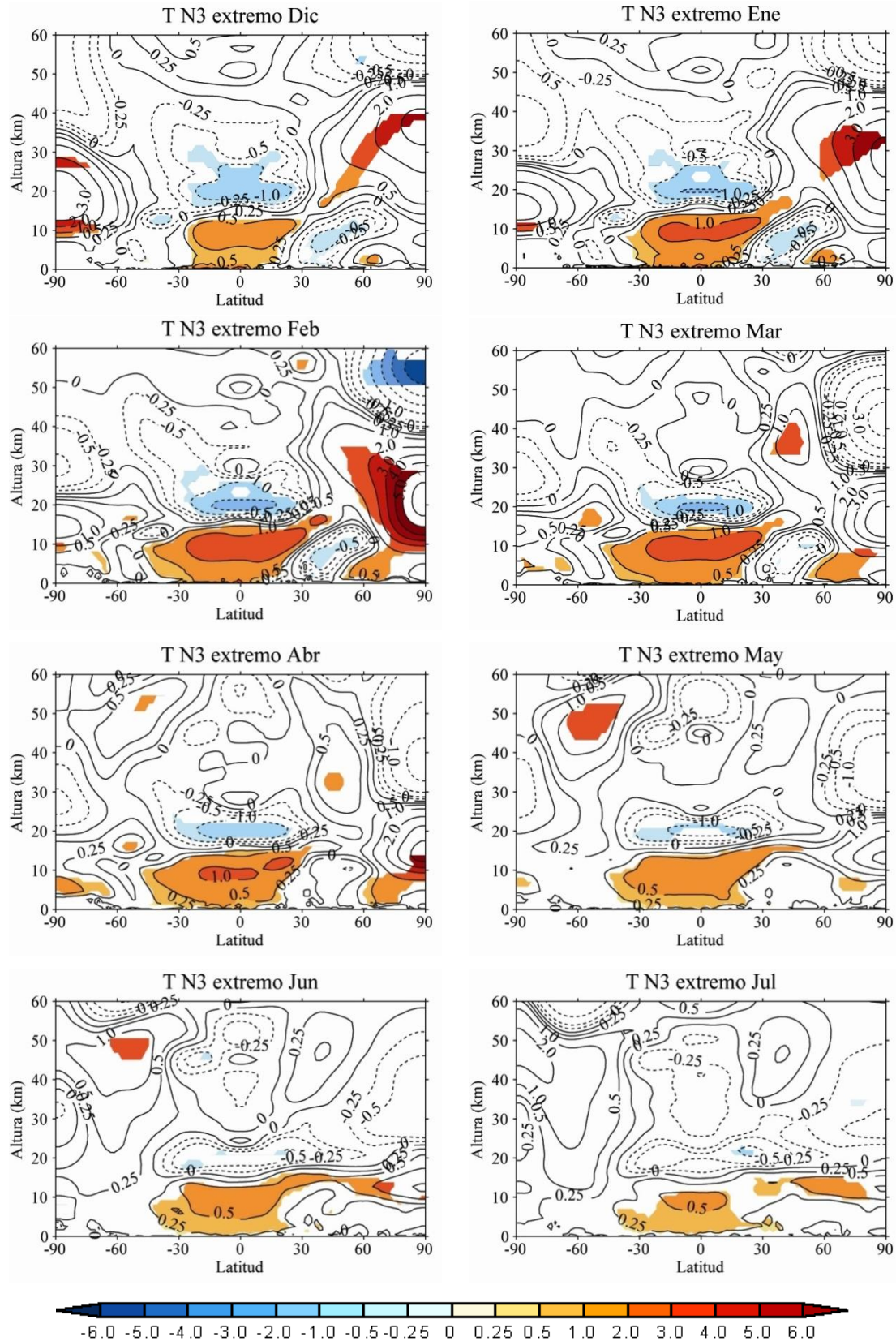
correspondientes con los episodios extremos de El Niño Canónico tal y como se explicó en la sección 2.4.1. Por ello, la significación hay que interpretarla con prudencia.

La primera diferencia aparente entre El Niño Canónico (Figura 3.9) y El Niño Modoki (Figura 3.3) es la fuerte señal significativa en la troposfera tropical durante El Niño Canónico. En esta zona, sobre todo entre enero y abril, la troposfera se calienta en promedio zonal hasta 2 K más de lo normal y se mantiene hasta septiembre (no mostrado) en El Niño Canónico. Este resultado no se observa en El Niño Modoki, lo que no significa que no haya calentamiento tropical, sino que no se extiende longitudinalmente lo suficiente como para ser apreciable en el promedio zonal. También en los meses de invierno boreal, la baja estratosfera tropical se enfría (hasta 1 K) durante El Niño Canónico y sus anomalías se disipan progresivamente a partir de la primavera boreal. Por tanto, en esta región, la señal simulada para El Niño Modoki es mucho más débil y menos robusta que aquélla para El Niño Canónico. Esto resulta lógico ya que las anomalías de SST son más débiles para el primero que para el segundo y por tanto, producen un calentamiento zonal en la troposfera tropical y enfriamiento en la baja estratosfera tropical mucho menor.

Fuera de los trópicos también aparecen diferencias relevantes. Es precisamente en extratropicos donde se observa la mayor respuesta zonal de ambos fenómenos aunque ésta ocurre en distintos hemisferios. Durante El Niño Canónico (Figura 3.9) la mayor parte de la señal significativa aparece en el HN como un dipolo anómalo de temperatura formado por un calentamiento estratosférico y un enfriamiento mesosférico. El calentamiento anómalo significativo en la estratosfera perdura desde diciembre hasta febrero, siendo máximo en este último mes con un valor de entre 6 K y 7 K.



### Capítulo III. Señal de ENSO Modoki en la atmósfera media



**Figura 3.9.** Composites de anomalías de temperatura zonal para El Niño Canónico extremo desde octubre a julio empleando WACCM 3.5. Las regiones coloreadas son significativas al 95% según un test de Monte Carlo. Los contornos están dibujados como indica la barra de color (K). Nótese que la escala es diferente a la de El Niño Modoki.



Mientras, en El Niño Canónico en el HS sólo aparecen pequeñas zonas estadísticamente significativas que corresponden con un calentamiento anómalo desde el verano boreal anterior (no mostrado) y cuya extensión se reduce según finaliza el invierno boreal.

A pesar de haber empleado sólo tres episodios de N3 en el cálculo de los composites de El Niño Canónico, la señal obtenida en la atmósfera se ajusta a la característica de estos episodios. La evolución temporal y los patrones de anomalías de la señal ilustrados en la Figura 3.9 son muy similares a los mostrados anteriormente por autores que analizaron la respuesta a El Niño Canónico incluyendo más episodios en la misma o diferentes versiones de WACCM (WACCM 1 y WACCM 3.5), en otros modelos (Middle Atmosphere European Centre/Hamburg Model, MAECHAM 5) y en observaciones, bien sean de reanálisis (ERA40 y NCEP/NCAR) o radiosondeos (RATPAC, HadAT2, IUK, MSU) (Sassi et al. 2004, García-Herrera et al. 2006, Manzini et al. 2006, Free y Seidel 2009, Calvo et al. 2010). El buen acuerdo da robustez a la comparación realizada.

## **Capítulo IV. Mecanismos**



La señal de ENSO Modoki en la estratosfera ha sido analizada en el capítulo anterior. En el invierno boreal este fenómeno calienta la estratosfera polar del HS y enfría la baja estratosfera tropical. Sin embargo, El Niño Modoki apenas influye significativamente en la estratosfera del HN, lo que es contrario al comportamiento simulado durante El Niño Canónico. A continuación se investigan cuáles son los mecanismos que operan para transmitir la señal desde el Pacífico tropical hasta esta capa y entender así mejor las diferencias entre ambos fenómenos.

### 4.1. Análisis del Flujo de Eliassen-Palm

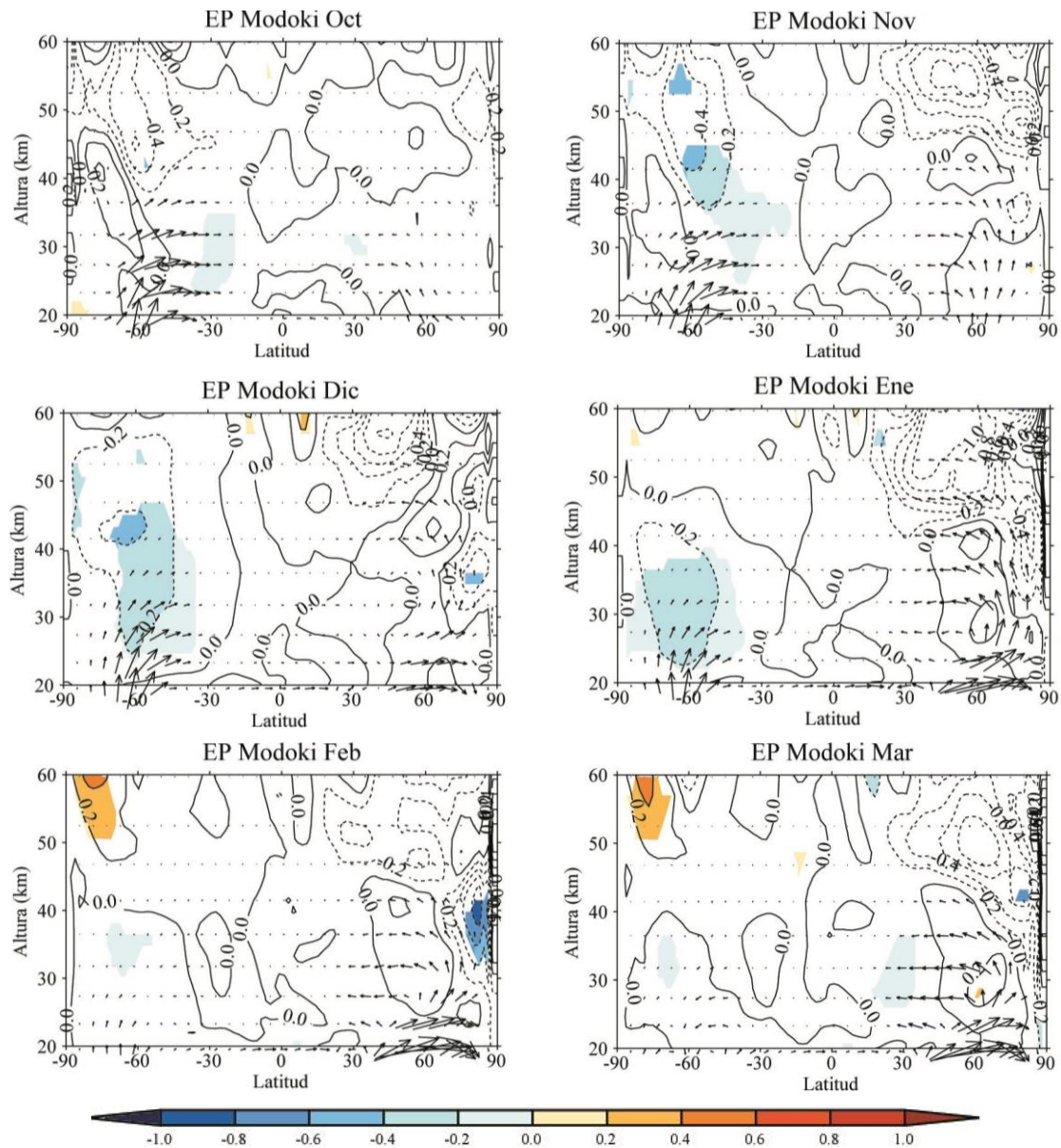
La señal de El Niño Canónico se propaga verticalmente en latitudes medias del HN desde la troposfera hacia la estratosfera a través de las ondas de Rossby. Éstas, al disiparse, dan lugar a una deceleración del flujo medio y a un calentamiento en promedio zonal de la estratosfera polar del HN (García-Herrera et al. 2006). En El Niño Modoki se ha mostrado que existe señal significativa en promedio zonal en la estratosfera polar del HS. Para investigar si el mecanismo por el que la señal de El Niño Modoki aparece en el HS es similar al que opera en el HN durante episodios *Canónicos*, se estudia a continuación la propagación y disipación de las ondas de Rossby.

La Figura 4.1 muestra el composite de anomalías del flujo de EP (indicado con flechas) y su divergencia (contornos) de octubre a marzo durante El Niño Modoki. Atendiendo al flujo de EP, los resultados revelan un ascenso anómalo en latitudes medias de ambos hemisferios, lo que indica que existe una intensificación de la propagación vertical de las ondas que entran en la estratosfera.

En el HS la propagación ascendente de las ondas se refuerza en latitudes medias desde septiembre (no mostrado) y lo hace con mayor intensidad entre noviembre y enero, casi superando los 30 km de altura. En el HN las anomalías del flujo EP muestran una propagación anómala ascendente de las ondas de noviembre a marzo y se maximiza en enero cuando alcanza la alta estratosfera. Esta diferencia en altura con respecto al HS está relacionada con el flujo zonal de fondo. Los vientos del oeste favorecen la propagación ascendente de las ondas de Rossby. Estos vientos se encuentran presentes en toda la estratosfera del HN en el invierno boreal pero no en el HS (Figura 3.6). Es

por ello que en estos meses las ondas alcanzan mayores alturas en el HN que en el HS.

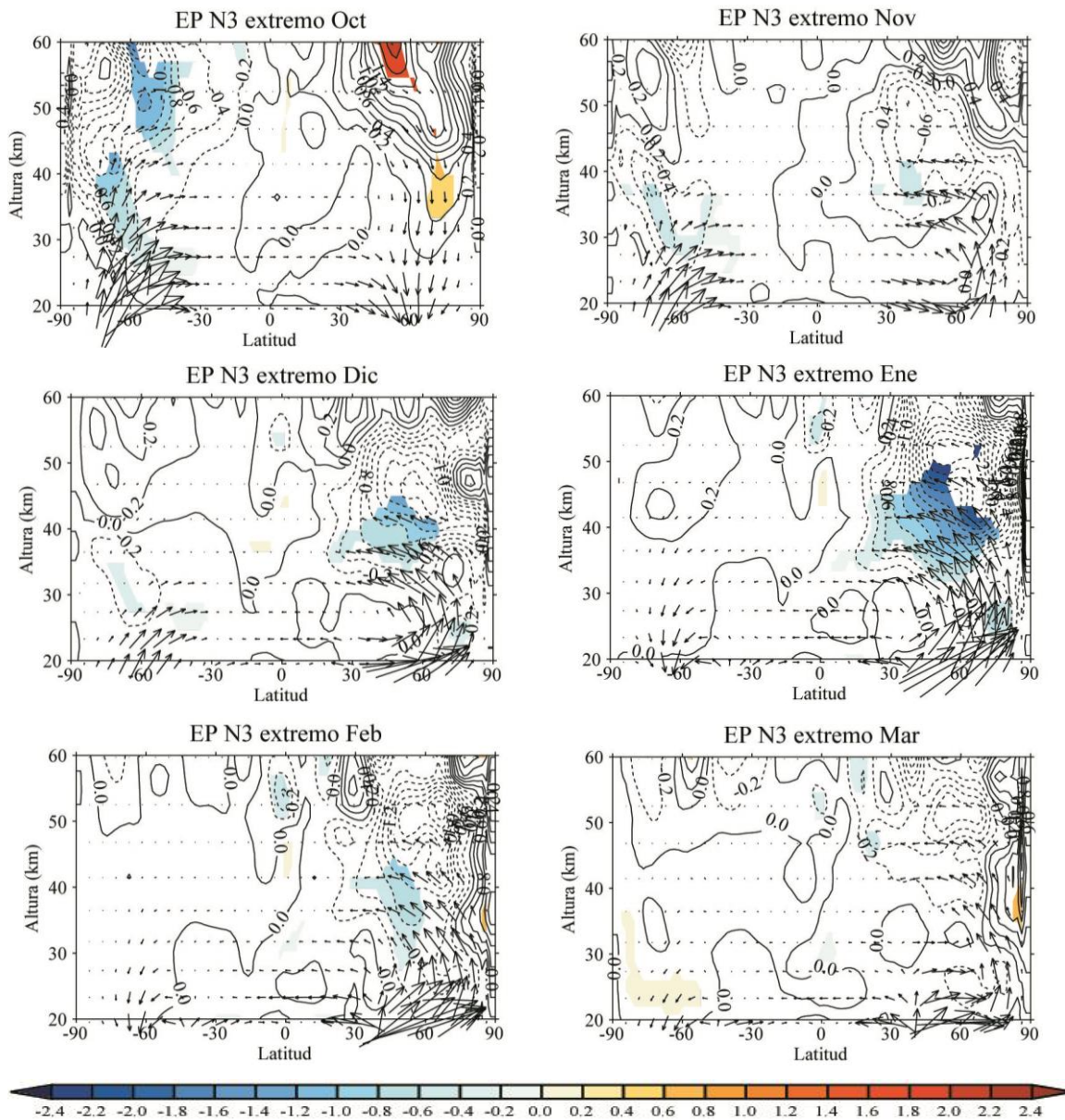
El forzamiento de las ondas sobre el flujo medio de fondo viene representado por la divergencia del flujo de EP. Anomalías negativas significativas de la divergencia del flujo de EP aparecen en latitudes medias del HS a partir de noviembre, se extienden en el mes siguiente y perduran hasta enero. Durante estos meses las ondas se rompen y se disipan en dicha región transfiriendo momento del este al flujo de fondo, de forma que lo desaceleran y lo calientan, tal y como se observaba en las Figuras 3.3 y 3.4.



**Figura 4.1.** Composites de anomalías del flujo de EP (flechas) y su divergencia (contornos) para El Niño Modoki de octubre a marzo. Las regiones coloreadas son significativas al 95% según un test de Monte Carlo. Los contornos están dibujados cada  $0.2 \text{ m.s}^{-1}.\text{día}^{-1}$ .

Esta disipación anómala no ocurre en las latitudes altas del HN, es decir, las ondas no interaccionan con el flujo de fondo y esto hace que no se muestre un impacto significativo en el viento o en la temperatura zonal de la zona, lo que está de acuerdo con los resultados de temperatura y viento zonal para esta región (Figuras 3.3 y 3.4).

Para comparar la interacción entre las ondas y el flujo de fondo durante El Niño Modoki con aquella en El Niño Canónico, se calculan composites del flujo de EP y de su divergencia para este último fenómeno (Figura 4.2).



**Figura 4.2.** Composites de anomalías del flujo de Eliassen Palm (flechas) y su divergencia (contornos) para El Niño Canónico extremo de octubre a marzo. Las regiones coloreadas son significativas al 95% según un test de Monte Carlo. Los contornos están dibujados cada  $0.2 \text{ m.s}^{-1}.\text{día}^{-1}$ .

De octubre a diciembre se intensifica la propagación ascendente desde latitudes medias del HS y producen un leve forzamiento significativo entre 30 km y 40 km de altura, lo cual puede explicar la pequeña zona significativa y anómalamente cálida en altas latitudes del HS durante estos meses (Figura 3.9). Por otro lado, en el HN es en noviembre cuando comienza a verse una propagación ascendente anómala de las ondas, aunque sólo producen un forzamiento significativo entre diciembre y febrero entre los 30 km y 50 km de altura, lo que da lugar a un calentamiento significativo de la zona (Figura 3.9). En marzo, la propagación anómala de las ondas se debilita y la señal en temperatura deja de ser significativa.

En resumen, durante episodios de El Niño Modoki las ondas de Rossby de latitudes medias del HS se propagan hacia la estratosfera en los meses de invierno boreal, donde se disipan. Mientras, para episodios de El Niño Canónico la propagación y disipación anómala ocurre para el mismo periodo pero en el HN; así, desaceleran el viento zonal de la estratosfera polar correspondiente y provocan una intensificación anómala de la circulación meridiana media hacia los polos (no mostrado), de manera que se produce un descenso anómalo en las regiones polares y como consecuencia, aumenta la temperatura de la zona.

Por lo tanto, la propagación y disipación anómala de las ondas en la estratosfera es el mecanismo por el que la señal aparece en las altas latitudes de esta capa, posiblemente con una propagación más intensa para El Niño Canónico ya que la climatología del invierno boreal lo favorece. En la Figura 3.6 se comprueba como en esta estación, los vientos del oeste son más fuertes y alcanzan mayor altura en el HN que en el HS, lo que permite una mayor propagación de la señal tal y como se explicó en la Introducción.

### **4.2. Propagación vertical de las anomalías de onda en latitudes medias**

El análisis del flujo de EP y su divergencia ha mostrado que durante El Niño Modoki la propagación de las ondas y su disipación se intensifican entre noviembre y enero en el HS, lo que explica el calentamiento anómalo de la región polar estratosférica y la consecuente deceleración del flujo medio. En el HN, a pesar de que sí se observa

propagación anómala, ésta no influye significativamente sobre la estratosfera. Para conocer cómo ocurre esta propagación anómala de las ondas, se estudia la propagación vertical de los patrones de onda de la señal, que interferirán de forma distinta con la climatología según la teoría lineal de ondas. Fletcher y Kushner (2011) expresan la respuesta del flujo de calor de la actividad de las ondas como la combinación de la respuesta promedio (EM) y las fluctuaciones (FL), lo que equivale a hacer una descomposición del flujo de EP:

$$\Delta\{\langle v'T' \rangle\} = EM + FL = EM_{LIN} + EM_{NOLIN} + FL$$

de modo que, a su vez, se puede descomponer el término EM en una contribución lineal ( $EM_{LIN}$ ) y una no lineal ( $EM_{NOLIN}$ ). El término lineal ( $EM_{LIN}$ ) representa el efecto de la interferencia lineal de las ondas. De este modo, se podrá considerar parte del forzamiento de las ondas como constructivo o destructivo.

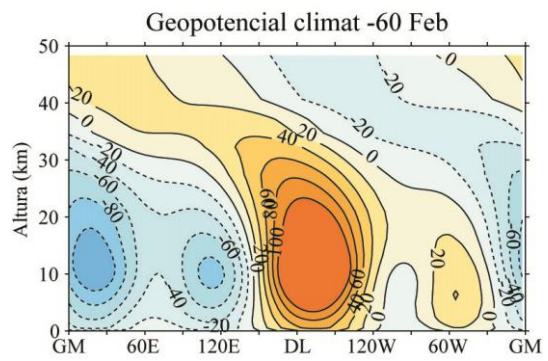
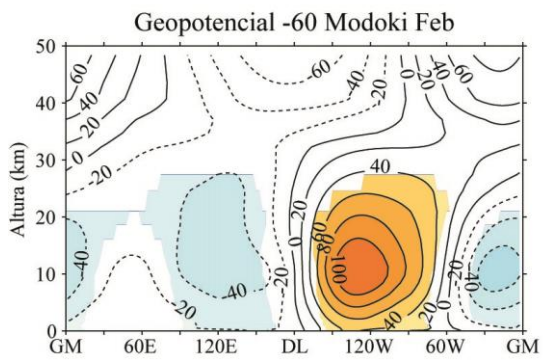
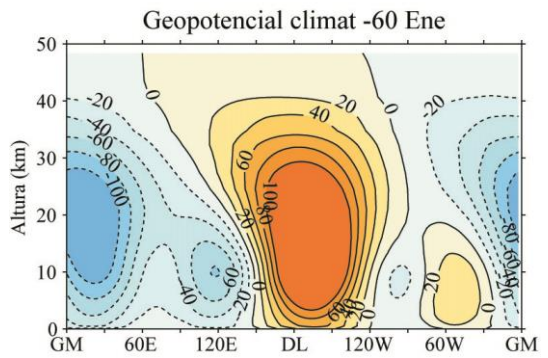
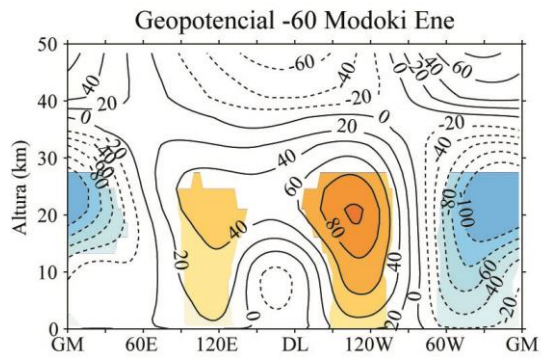
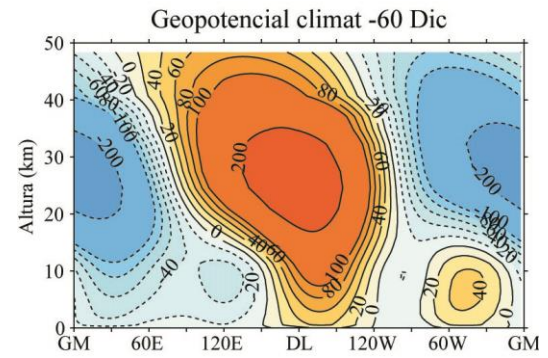
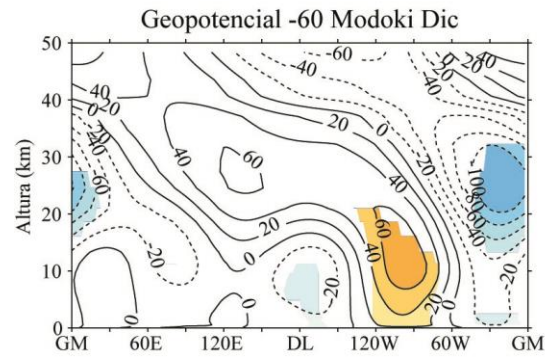
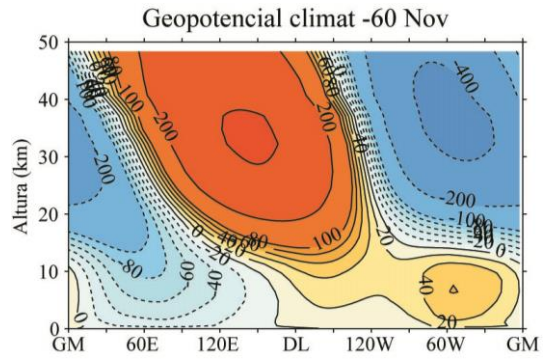
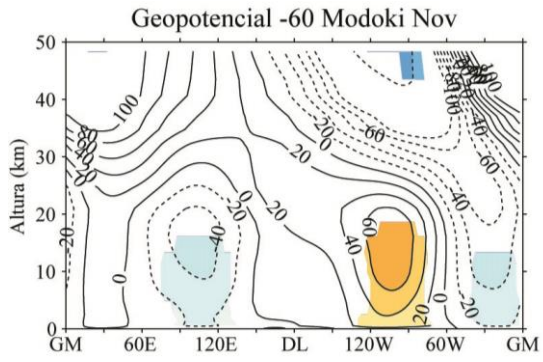
Para ello, se muestran a continuación los composites de la climatología y de ondas o *eddy* (diferencia entre el campo total y el promedio zonal del campo) de la altura de geopotencial junto con las anomalías asociadas a los dos tipos de Niño para secciones latitudinales en 60 S y 60 N desde noviembre a marzo (Figuras 4.3 - 4.6, derecha e izquierda, respectivamente). Se han elegido dichas latitudes porque es justamente donde se observa la máxima propagación anómala en el flujo de EP.

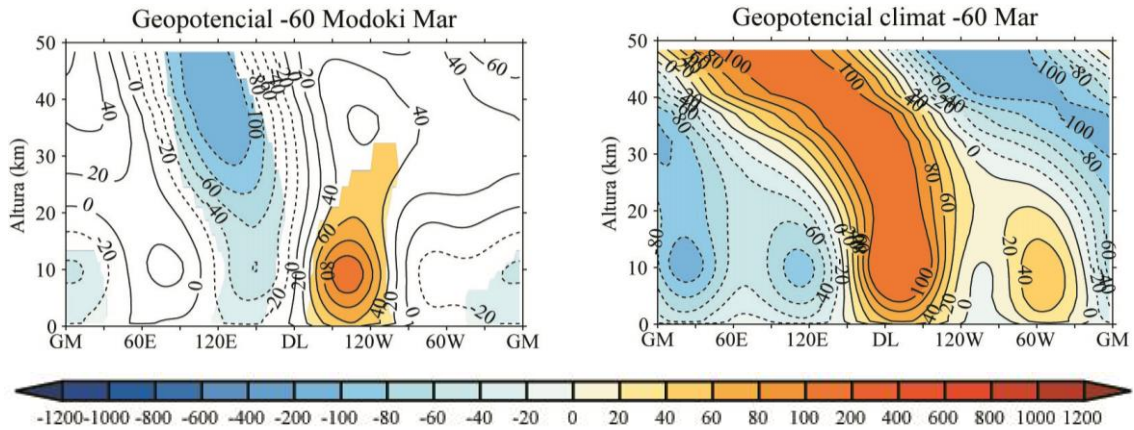
#### 4.2.1. Propagación vertical de la señal de ondas en el Hemisferio Sur

En primer lugar se analizan los resultados en el HS, donde El Niño Modoki exhibe su señal más fuerte, extensa y significativa. La climatología de altura de geopotencial en 60 S (Figura 4.3, derecha) muestra un patrón de onda 1 en troposfera que se propaga hacia arriba, especialmente en noviembre, dado que se observa una inclinación del patrón ondulatorio hacia el oeste con la altura. Por otro lado, la señal anómala producida por El Niño Modoki (Figura 4.3 izquierda) muestra valores positivos de altura de geopotencial entre longitudes 120 W y 80 W en la troposfera y baja estratosfera en noviembre y diciembre que se extienden hacia el oeste a partir de enero.



# Propagación vertical de las anomalías de onda en latitudes medias





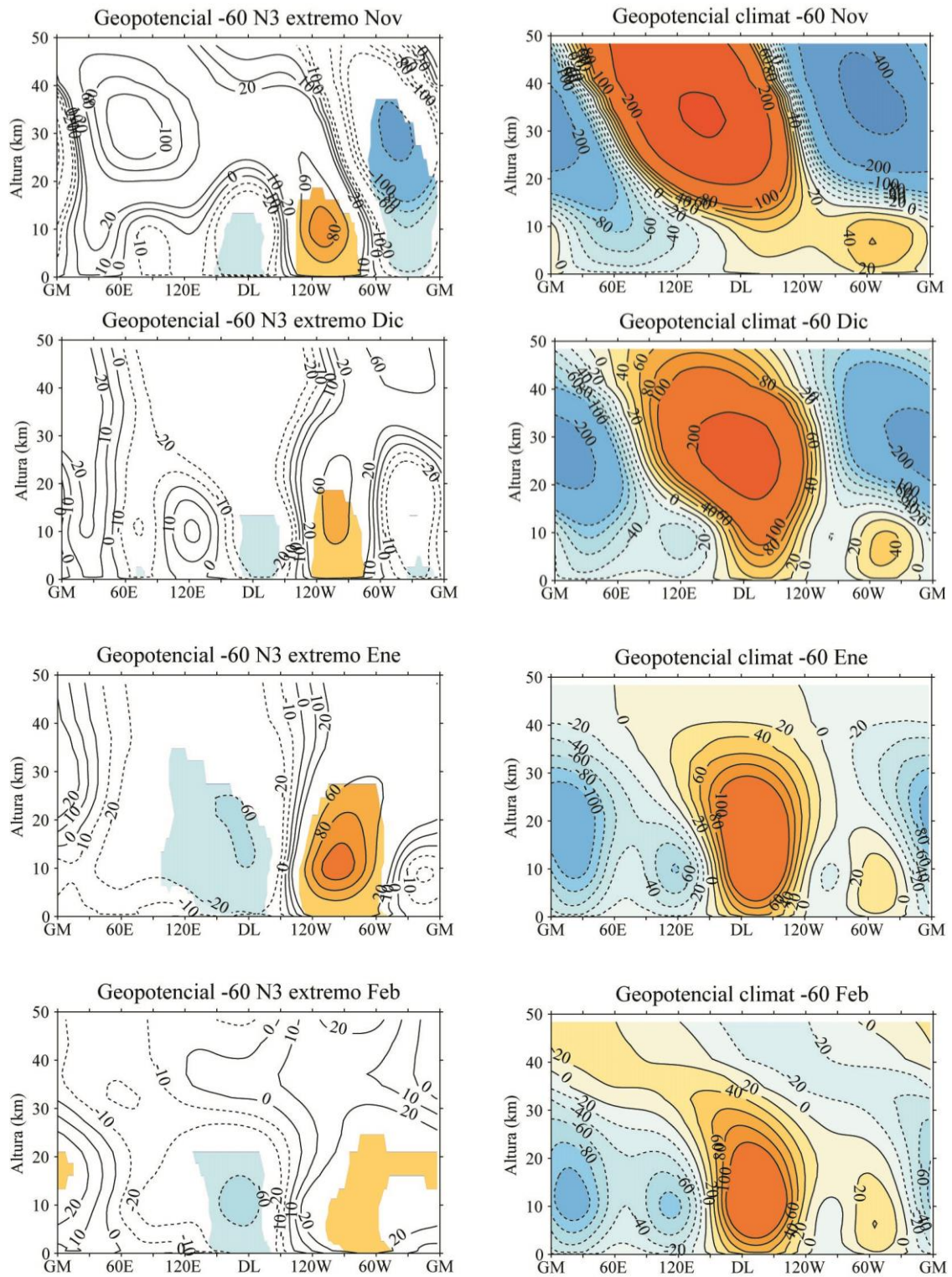
**Figura 4.3.** Composites de anomalías (izquierda) para El Niño Modoki y climatología eddy (derecha) de la altura de geopotencial en 60 S de noviembre a marzo. Las regiones coloreadas son significativas al 95% según un test de Monte Carlo. Los contornos están dibujados cada 20 m.

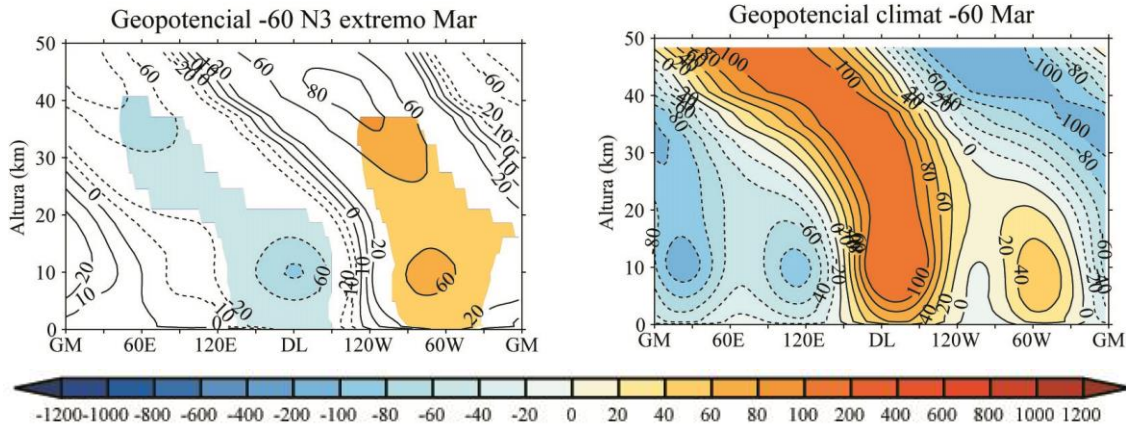
Si se compara la localización longitudinal de las anomalías con la de la climatología y se tiene en cuenta la teoría lineal de ondas, se observa que el patrón de anomalías interfiere constructivamente con la climatología durante El Niño Modoki a partir de noviembre, intensificando la señal climatológica de ondas y su propagación ascendente.

Durante El Niño Canónico (Figura 4.4, izquierda) las anomalías de altura de geopotencial con valores positivos se localizan siempre al este de 120 W. Según pasan los meses, estas anomalías troposféricas se desplazan hacia el este y no hacia el oeste como ocurría durante El Niño Modoki. Esta localización más hacia el este da lugar a una interferencia de carácter más destructivo entre el campo anómalo y el climatológico (sobre todo alrededor de la línea de cambio de fecha), lo que concuerda con las anomalías de flujo de EP descendente en estos meses (Figura 4.2), que indicaban un debilitamiento de la propagación ascendente climatológica. Además, para El Niño Canónico se observa un centro de anomalías negativas en torno a la línea de cambio de fecha que al superponerlo sobre el centro de valores positivos en la climatología, muestra interferencia y por tanto, debilitan el patrón de ondas climatológico durante estos episodios



## Propagación vertical de las anomalías de onda en latitudes medias





**Figura 4.4.** Composites de anomalías (izquierda) para El Niño Canónico extremo y climatología eddy (derecha) de la altura de geopotencial en 60 S desde noviembre hasta marzo. Las regiones coloreadas son significativas al 95% según un test de Monte Carlo. Los contornos están dibujados cada 20 m.

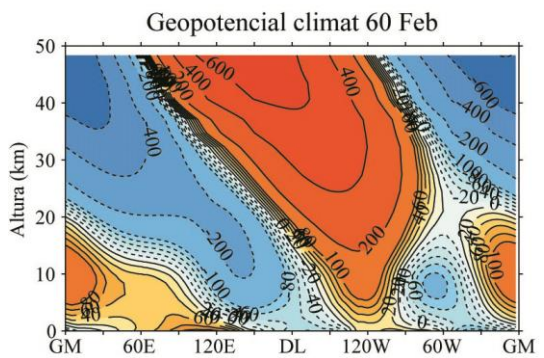
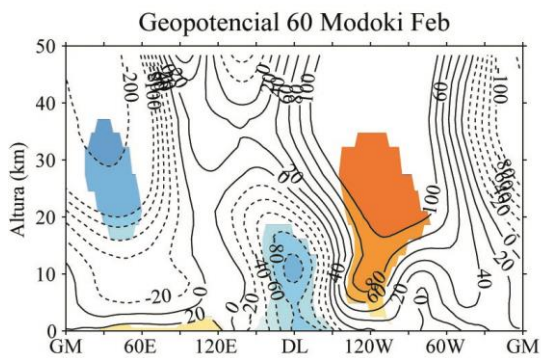
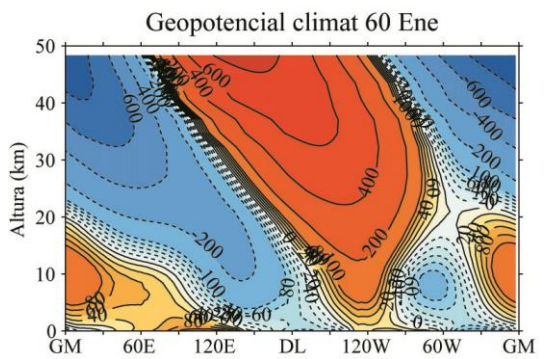
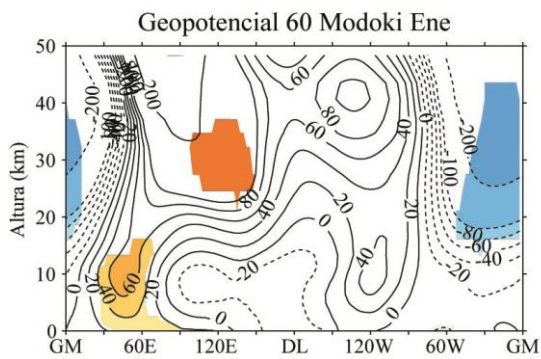
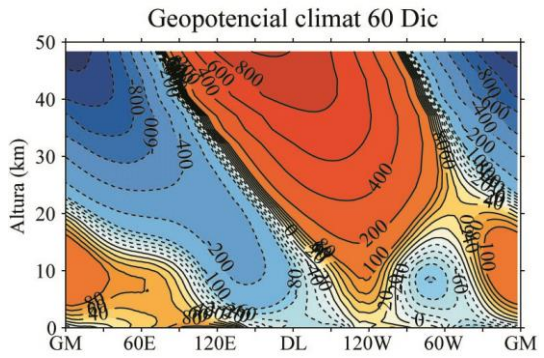
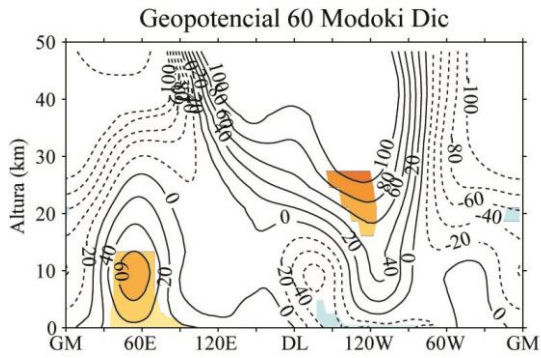
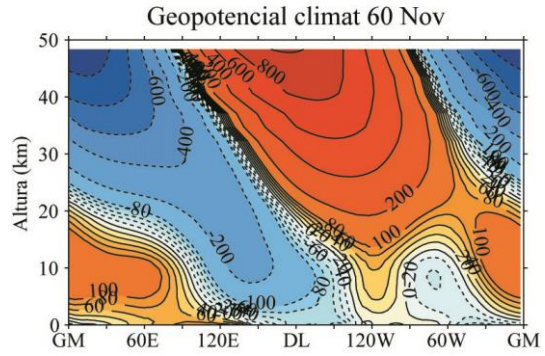
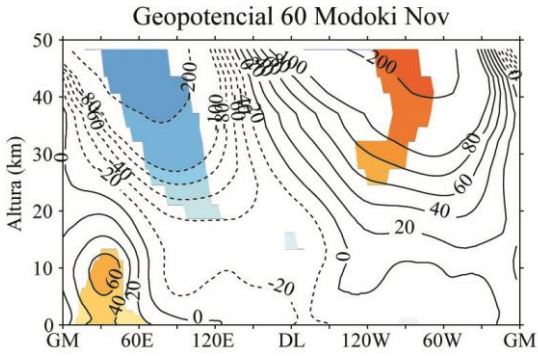
Estos resultados permiten entender cómo se produce la propagación ascendente de las ondas en latitudes medias y altas del HS para El Niño Modoki, lo que da lugar a un forzamiento extenso y significativo sobre la estratosfera polar del HS (Figura 3.3, Figura 4.1). Sin embargo, no es así en el caso de la propagación de las ondas en el HS para El Niño Canónico (Figura 3.9, Figura 4.2). Esto explica las diferencias en la señal simulada en la estratosfera polar del HS.

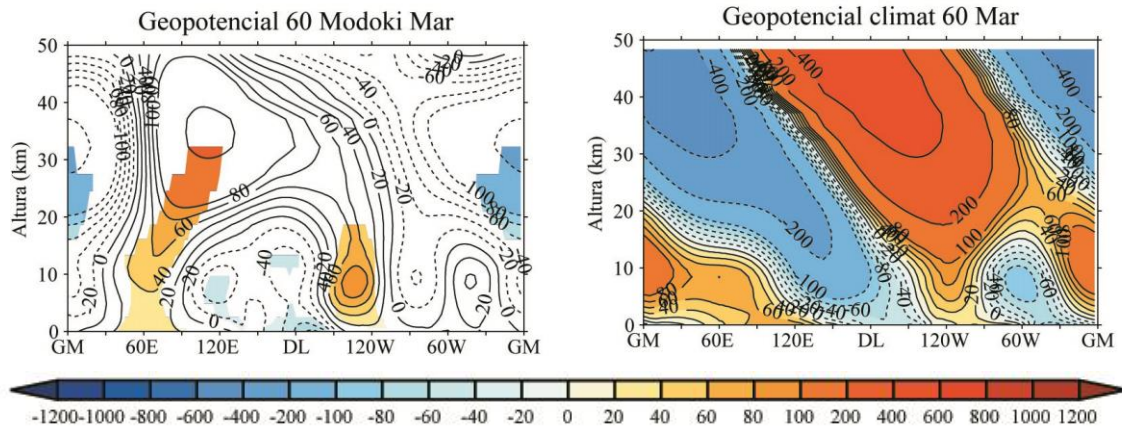
#### 4.2.2. Propagación vertical de la señal de ondas en el Hemisferio Norte

Se analizan a continuación los patrones climatológicos y de las anomalías de altura de geopotencial de ondas o eddy asociadas a El Niño Modoki para el HN (Figura 4.5). Climatológicamente, la señal de los patrones de ondas en latitudes medias y altas se propaga en la vertical con la altura con mucha más intensidad en el HN que en el HS para latitudes medias y altas. Esto tiene sentido ya que, como se explica en la Introducción, una mayor presencia de los vientos del oeste en la atmósfera en el hemisferio de invierno (y como se observa mostró en la Figura 3.6) favorece una mayor propagación vertical de las ondas de Rossby. Además, en el HN hay más propagación ondulatoria que en el HS por el contraste tierra- océano y por la mayor orografía, lo que da lugar a una mayor propagación de ondas de Rossby.



# Propagación vertical de las anomalías de onda en latitudes medias





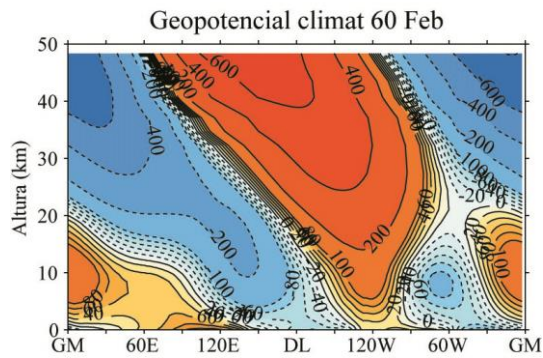
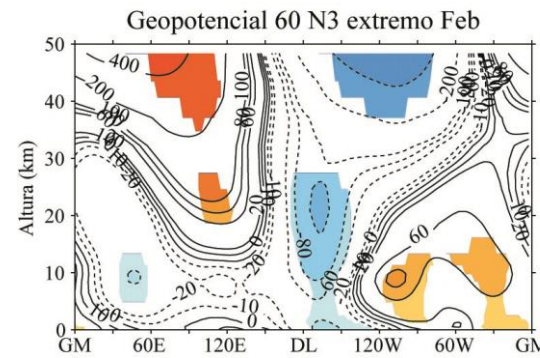
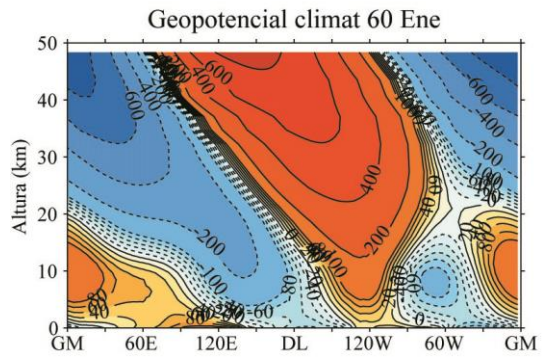
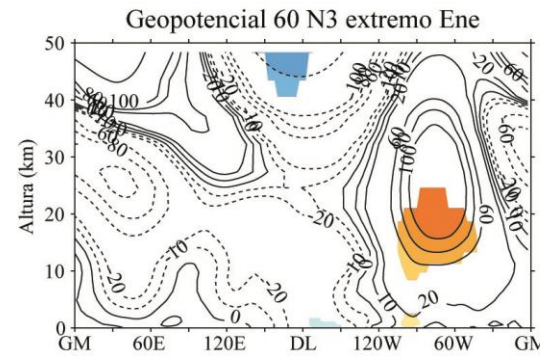
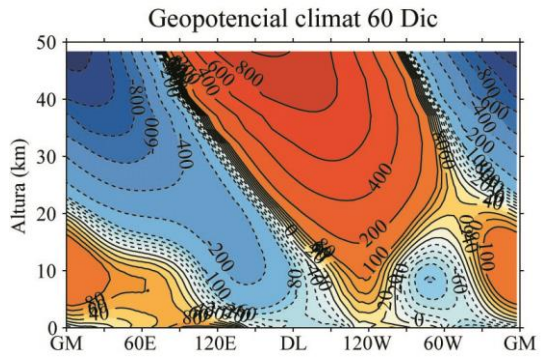
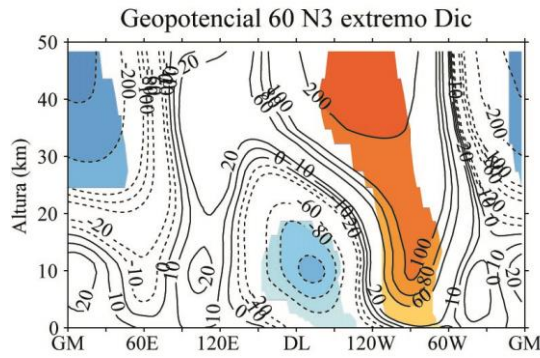
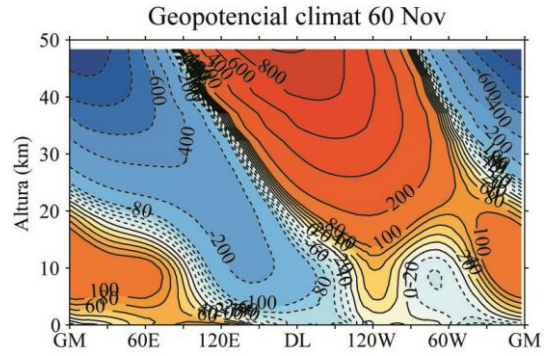
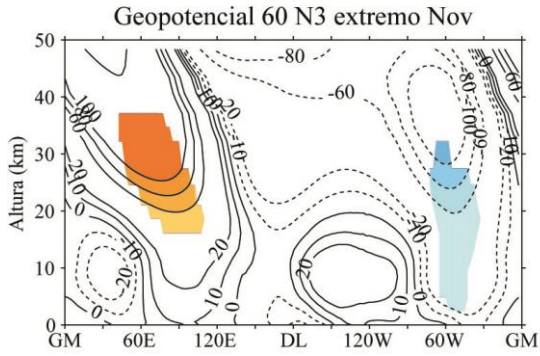
**Figura 4.5.** Composites de anomalías (izquierda) para El Niño Modoki y climatología eddy (derecha) de la altura de geopotencial en 60 N de noviembre a marzo. Las regiones coloreadas son significativas al 95% según un test de Monte Carlo. Los contornos están dibujados cada 20 m.

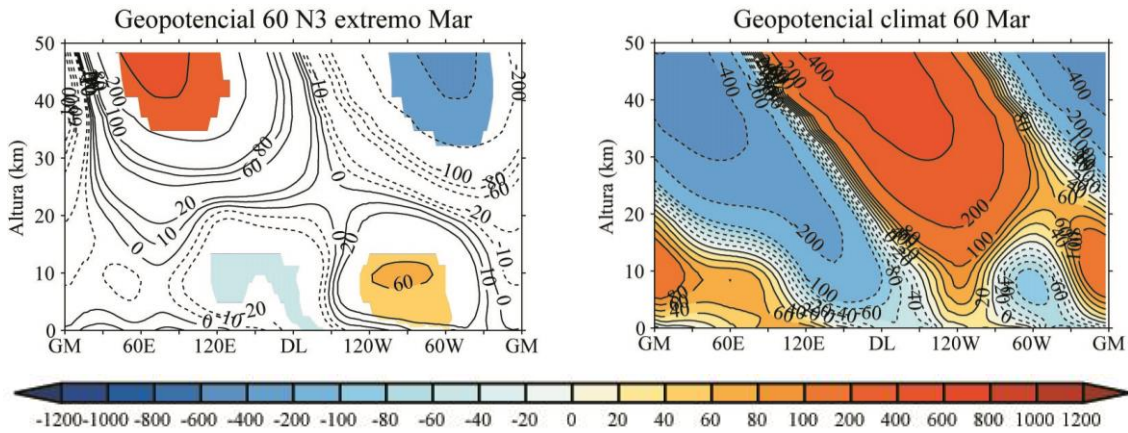
Si se contrasta la climatología de onda de la altura de geopotencial con las anomalías generadas por El Niño Modoki en 60 N, se observa que éstas interfieren constructivamente con la climatología aunque los patrones anómalos son sólo significativos en la región del Pacífico en febrero. Esto concuerda con el pequeño forzamiento significativo de las ondas en la estratosfera polar del HN que se aprecia en los composites del flujo EP en febrero para El Niño Modoki (Figura 4.1); no obstante, resulta en una señal no significativa ni en las anomalías de temperatura zonal ni en el viento zonal en la estratosfera (Figura 3.3 y Figura 3.4).

Durante El Niño Canónico (Figura 4.6) las anomalías de ondas se superponen entre 120 W y 60 W con la climatología para diciembre y el resultado es un forzamiento significativo en altas latitudes estratosféricas (Figura 4.2), lo que corresponde con una señal significativa en temperatura zonal (Figura 3.9) y viento zonal, tal y como se ha mostrado en otros trabajos (García-Herrera et al. 2006, Cagnazzo y Manzini 2009).



# Propagación vertical de las anomalías de onda en latitudes medias





**Figura 4.6.** Composites de anomalías (izquierda) para El Niño Canónico extremo y climatología eddy (derecha) de la altura de geopotencial en 60 N de noviembre a marzo. Las regiones coloreadas son significativas al 95% según un test de Monte Carlo. Los contornos están dibujados cada 20 m.

### 4.3. Forzamiento troposférico

La sección anterior ha demostrado que durante El Niño Canónico, la propagación de las ondas es más intensa, interfiere de forma más constructiva con la climatología y, como consecuencia, ejerce un mayor impacto sobre la estratosfera del HN que durante El Niño Modoki. Por otro lado, en El Niño Modoki, estos efectos se desarrollan de forma similar en el HS. El tipo de interferencia constructiva o destructiva reside en la posición de las anomalías de las ondas, que en latitudes medias troposféricas se corresponden con las teleconexiones. A continuación se estudian éstas, responsables de la generación de los patrones de ondas en extratropicos asociados, al menos, a ENSO Canónico, como se explicó en la Introducción.

#### 4.3.1. Teleconexiones troposféricas en el Hemisferio Sur

La Figura 4.7 y la Figura 4.8 ilustran los composites de anomalías eddy de la altura de geopotencial en 500 hPa de agosto a mayo para El Niño Modoki y El Niño Canónico, respectivamente. Las anomalías muestran los patrones de ondas asociados.

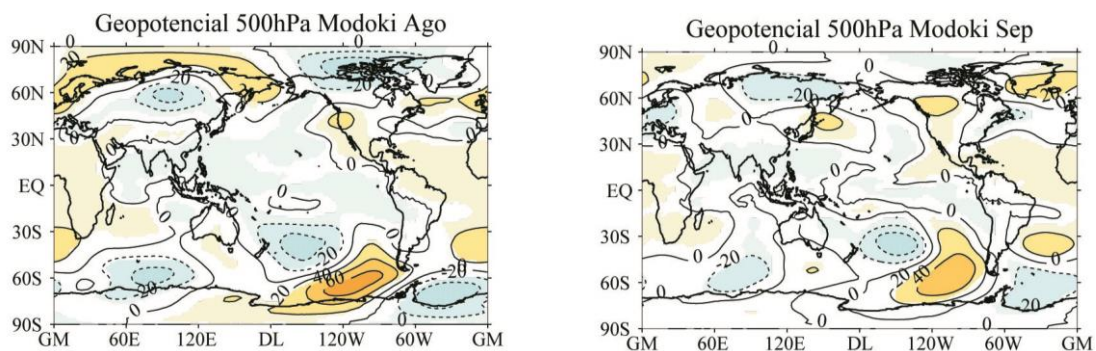
En El Niño Modoki, en el HS la PSA se muestra con tres centros de acción para todos los meses (aunque menos definidos que los descritos por Mo y Ghil 1987): una baja sobre Nueva Zelanda, una alta sobre el centro del Pacífico sur cerca de la Antártida y una baja al oeste de las Islas Maldivas.



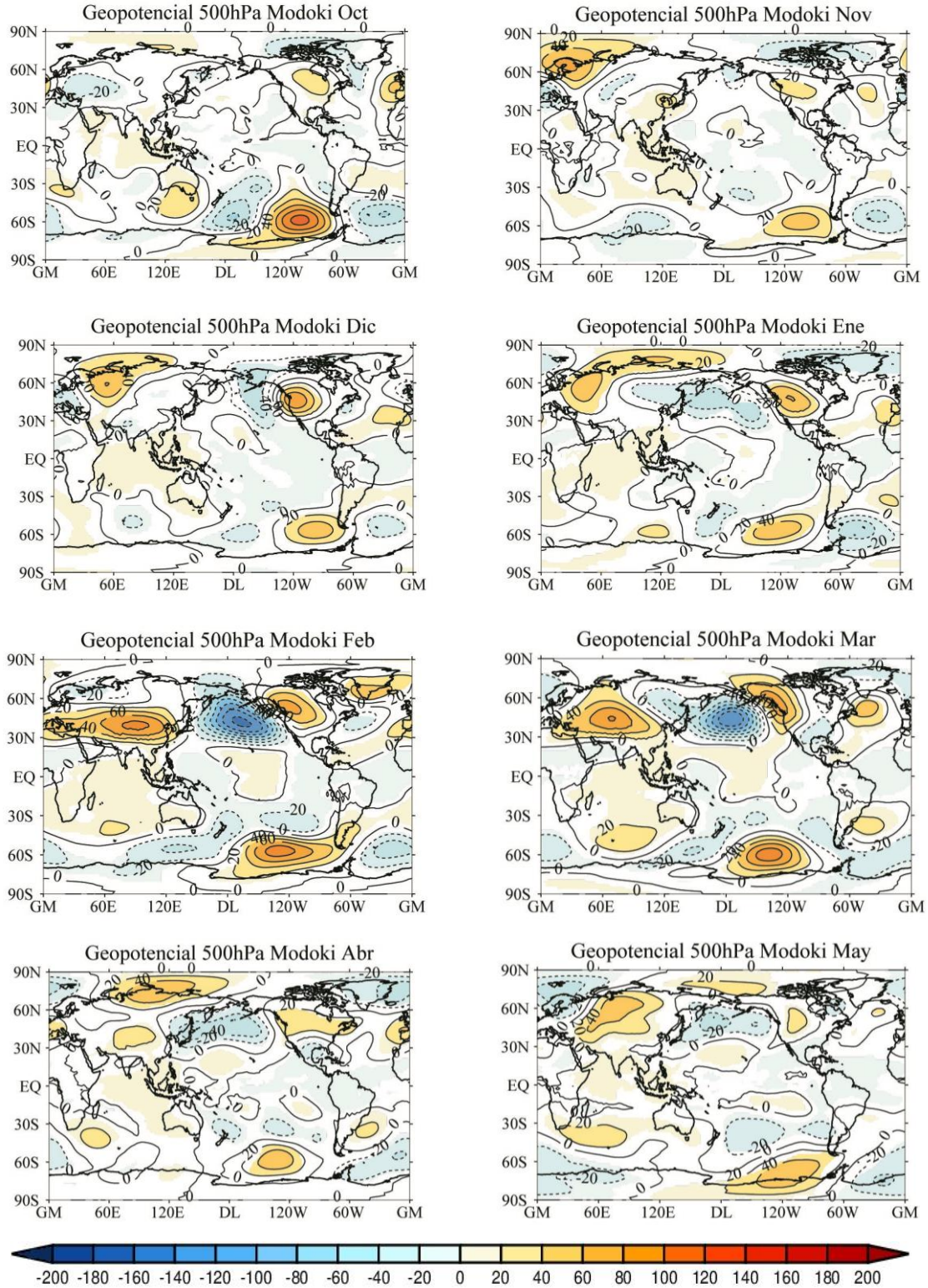
Tal y como se mostró a partir del flujo de EP (Figura 4.1), entre octubre y diciembre este patrón lleva asociado una propagación ascendente de ondas, que tienen un efecto significativo sobre la estratosfera a partir de diciembre (Figura 3.3). A pesar de que la estructura de la PSA alcanza su máximo en febrero, la propagación de las ondas ya no resulta efectiva (como se explicará en el siguiente apartado 4.4).

El patrón de teleconexión de la PSA también aparece durante episodios de El Niño Canónico (Figura 4.8) en octubre, aunque los centros no están tan bien definidos como en el caso de El Niño Modoki. Para los meses siguientes, la señal de altura de geopotencial en el HS para El Niño Canónico perdura con menor intensidad que la de El Niño Modoki. Otra de las diferencias principales entre ambos fenómenos es que los centros de anomalías (en especial se percibe en el núcleo positivo sobre el sur de Sudamérica) están más desplazados hacia el este en El Niño Canónico que en El Niño Modoki, lo que tiene implicaciones para la propagación ascendente de la señal según la interferencia constructiva o destructiva vista en la sección anterior.

Por tanto, a pesar de que las anomalías de SST son menores para El Niño Modoki que para El Niño Canónico, el patrón de teleconexiones extratropicales en el HS es más intenso y coherente en forma de PSA para el primero. Estos resultados muestran la necesidad de clasificar los episodios Niño en Niño Canónico y Niño Modoki para poder obtener un patrón de teleconexión PSA más claro.



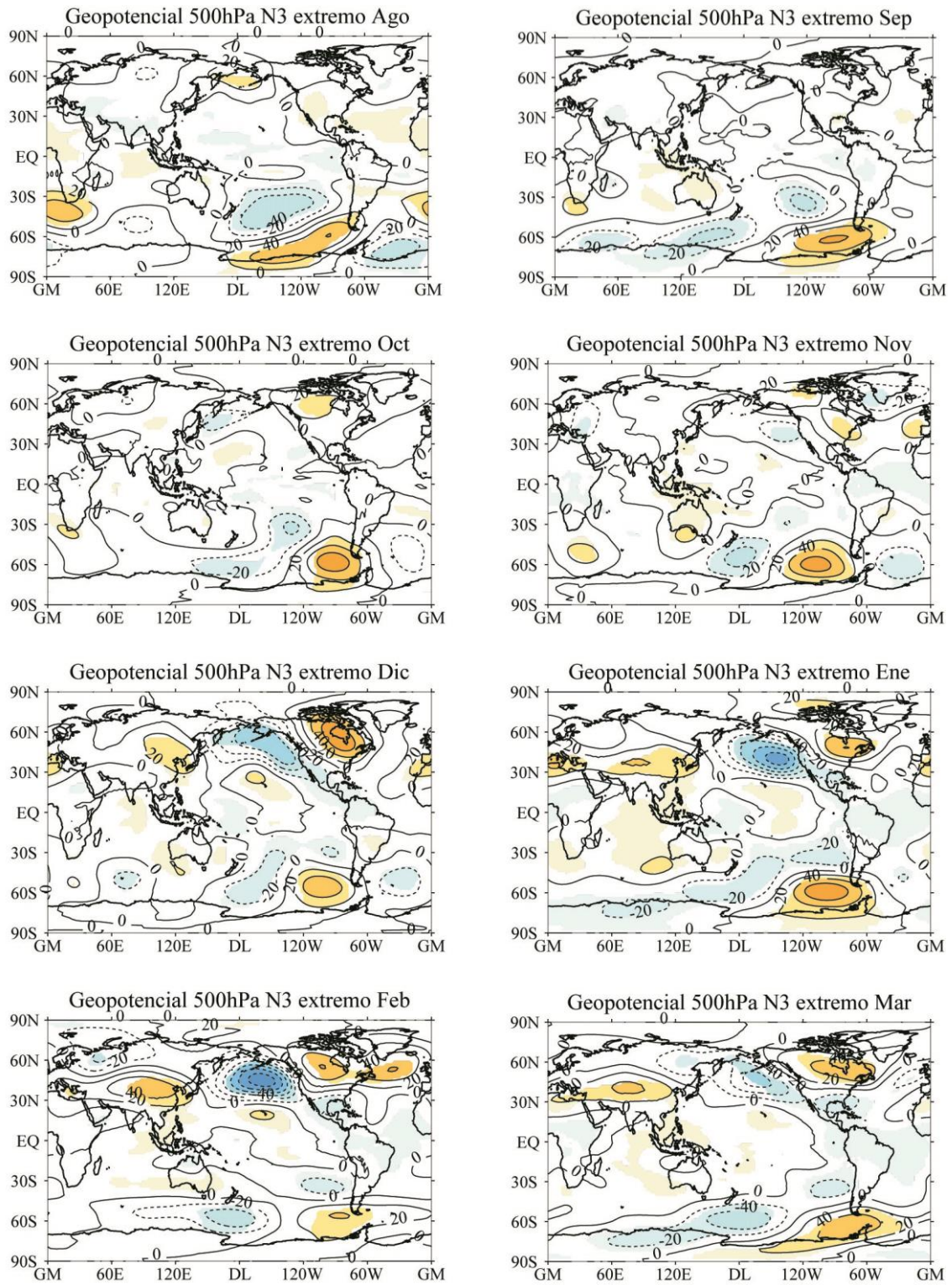
## Capítulo IV. Mecanismos

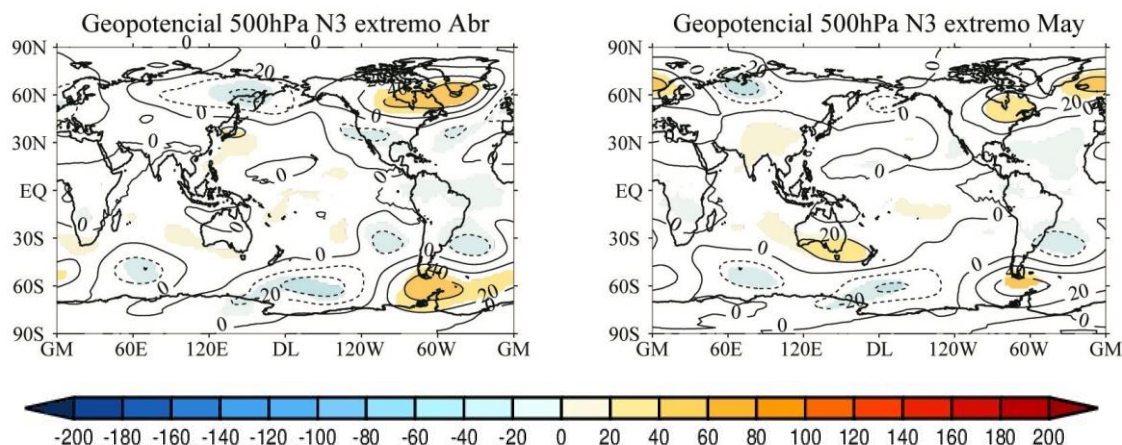


**Figura 4.7.** Composites de anomalías eddy de altura de geopotencial en 500 hPa para El Niño Modoki desde agosto hasta mayo empleando WACCM 3.5. Las regiones coloreadas son significativas al 95% según un test de Monte Carlo. Los contornos están dibujados cada 20m.



## Teleconexiones troposféricas en el Hemisferio Sur





**Figura 4.8.** Composites de anomalías eddy de altura de geopotencial en 500 hPa para El Niño Canónico extremo de agosto a mayo empleando WACCM 3.5. Las regiones coloreadas son significativas al 95% según un test de Monte Carlo. Los contornos están dibujados cada 20m.

### 4.3.2. Teleconexiones troposféricas en el Hemisferio Norte

Durante El Niño Modoki (Figura 4.7), las anomalías de onda de la altura geopotencial muestran una alta sobre Alberta (noroeste de Norteamérica) y una baja sobre las islas Aleutianas desde diciembre características de la PNA. Aunque, no es hasta febrero cuando aparecen todos los centros característicos de este patrón y alcanzan sus valores máximos (aún así, la baja sobre el Golfo de Méjico se localiza más al norte de lo esperado y no es hasta marzo cuando se ubica sobre Florida). A partir de marzo la señal se debilita y aunque no se muestra en la figura, desaparece por completo en junio.

Si se compara este patrón con el asociado a El Niño Canónico (Figura 4.8), se observa que algunos de los centros asociados a la PNA también aparecen en diciembre pero con mayor intensidad que la señal para El Niño Modoki y con la baja Aleutiana localizada más hacia el norte. Las teleconexiones alcanzan sus valores máximos en enero y en febrero, se debilitan en marzo (al igual que la descripción temporal hecha para el patrón por Barnston y Livezey 1987) y desaparecen casi por completo en mayo (aunque aquí no se muestra).

Por tanto, la PNA alcanza sus valores máximos antes y con mayores valores en El Niño Canónico que en El Niño Modoki.

Además de las diferencias en cuanto a la intensidad y a la duración de la señal del patrón de la PNA, existen diferencias longitudinales entre ambos fenómenos. Los máximos de anomalías, en especial la anomalía positiva localizada en Norteamérica y aquella sobre la península Aleutiana (zona determinante según Garfinkel y Hartmann 2010 en la propagación de las ondas hacia la estratosfera y en la perturbación del vórtice polar), se encuentran más desplazados hacia el oeste durante los episodios de El Niño Modoki y más hacia el este en El Niño Canónico. Esto último provoca una interferencia constructiva de las ondas en latitudes medias entre 120 W y 60 W en todo el invierno boreal (Figura 4.6), mientras que para El Niño Modoki sólo es una interferencia constructiva significativa en febrero entre 150 W y 90 W (Figura 4.5). Estas diferencias son consistentes con la posición de las anomalías de SST en el Pacífico tropical para cada tipo de fenómeno y, como se mostrará más adelante, también se relacionan con las diferencias en la localización de la convección del Pacífico ecuatorial.

Garfinkel y Hartmann (2008) y Hegyi y Deng (2011) destacan que la profundización de la baja Aleutiana es importante en el análisis de las teleconexiones ENSO y Garfinkel et al. (2010) inciden en que una localización de la baja Aleutiana sobre latitudes más al norte da lugar a una mayor variabilidad troposférica en el vórtice polar que cuando se sitúa más hacia el sur. Relacionando estos trabajos con los resultados aquí mostrados, la baja Aleutiana aparece antes durante El Niño Modoki (noviembre, Figura 4.7), pero se intensifica antes para El Niño Canónico (diciembre y enero, Figura 4.8). Además, para este último, la Aleutiana se encuentra más hacia el Polo que en El Niño Modoki, lo cual podría resultar en un efecto mayor sobre el vórtice polar del HN. Por ello, aunque la PNA se intensifica en la troposfera durante El Niño Modoki y con valores mayores en febrero (anomalías de 140 hPa frente a las de 100 hPa en El Niño Canónico), la baja Aleutiana se sitúa más hacia el Ecuador en El Niño Modoki que en El Niño Canónico, un factor que parece ser más determinante que la propia intensidad de la señal.

En resumen, la señal de El Niño Modoki que aparece en la estratosfera del HS está asociada a través de la propagación vertical de ondas de Rossby en latitudes medias con un patrón PSA troposférico anómalamente más intenso, y para El Niño Canónico, con el patrón de la PNA. Las figuras 4.3, 4.4, 4.5 y 4.6 ya mostraron la propagación vertical de estos patrones en ciertas latitudes.

Como conclusión a todos los resultados, se obtiene que un reforzamiento de la PNA (Figura 4.8) y como consecuencia, la intensificación en la propagación de las ondas para El Niño Canónico (Figura 4.2) da lugar a un forzamiento significativo y a un calentamiento anómalo de la estratosfera polar del HN (Figura 3.9), mientras que no se obtiene señal para El Niño Modoki.

### 4.4. Mecanismos asociados a las teleconexiones

Las teleconexiones troposféricas asociadas a ENSO y descritas en la sección anterior son fenómenos ondulatorios generados por procesos de convección anómala asociada a las SSTs (Yulaeva y Wallace 1994, Mo y Higgins 1998, Calvo-Fernández et al. 2004). Por eso, y para entender el origen último de la señal estratosférica de El Niño Modoki en comparación con El Niño Canónico, en esta sección se analizan las anomalías en la convección del Pacífico tropical desde mayo hasta agosto (Figura, 4.9 y 4.10).

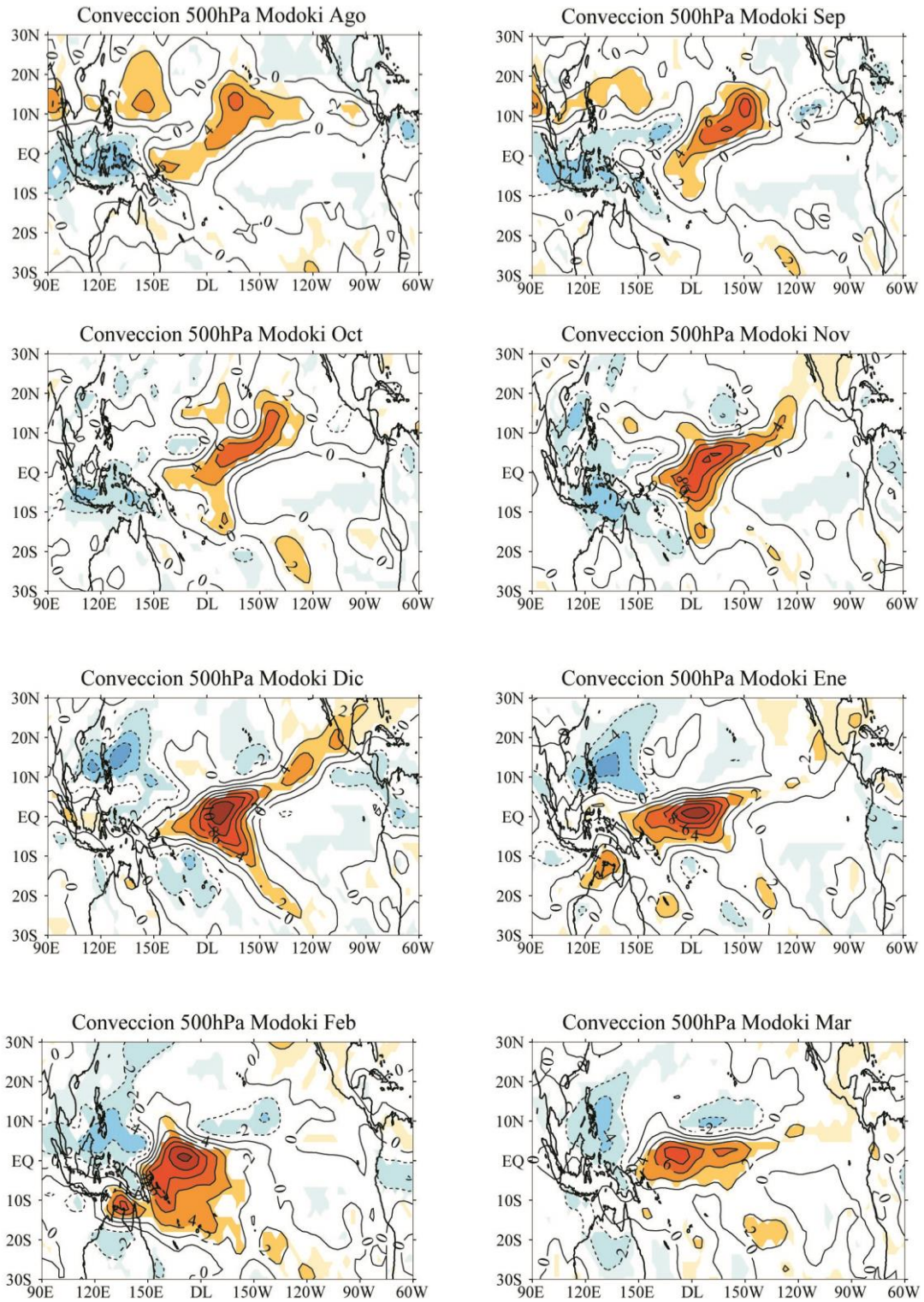
La Figura 4.9 indica que en El Niño Modoki la convección aumenta alrededor de la línea de cambio de fecha; en agosto comienzan a intensificarse al este de la línea de cambio de fecha y adquieren su máximo valor en diciembre y en enero (entre  $12 \text{ K.s}^{-1}$  y  $14 \text{ K.s}^{-1}$ ). A partir de febrero las anomalías se extienden hacia el oeste de la línea de cambio de fecha, donde alcanzan su máximo y se debilitan, desapareciendo en mayo.

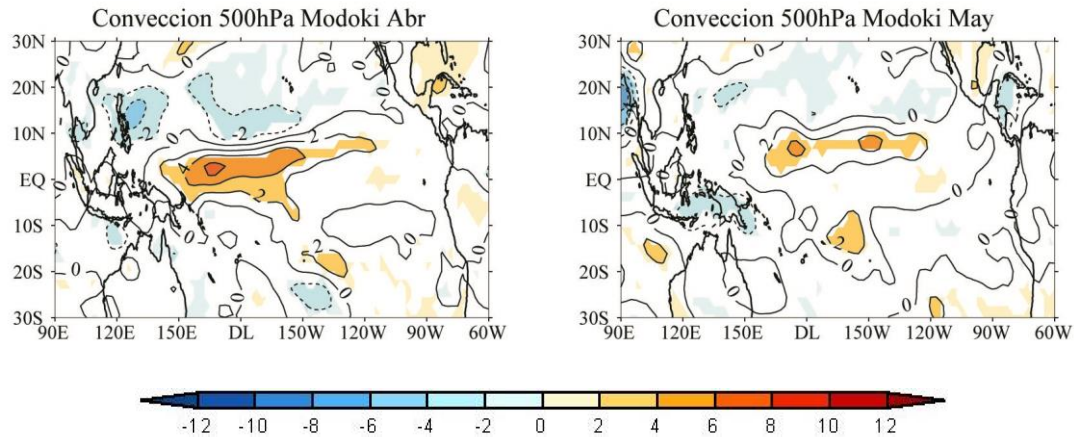
En El Niño Canónico (Figura 4.10), las anomalías siempre se localizan al este de la línea de cambio de fecha y con valores menores que los de El Niño Modoki. Al igual que en El Niño Modoki (Figura 4.9), las anomalías son máximas en diciembre ( $8 \text{ K.s}^{-1}$ ) y no se debilitan hasta marzo. Es evidente que el aumento de convección es mayor para El Niño Modoki que para El Niño Canónico y se centra más sobre el Pacífico oeste.

Estos resultados muestran que las diferencias en la localización de las anomalías de convección son consistentes con las anomalías de SST en ambos fenómenos. No obstante, es interesante resaltar que las anomalías de convección son más intensas para El Niño Modoki a pesar de que las anomalías de SST son más débiles (Figura 3.1).



## Mecanismos asociados a las teleconexiones



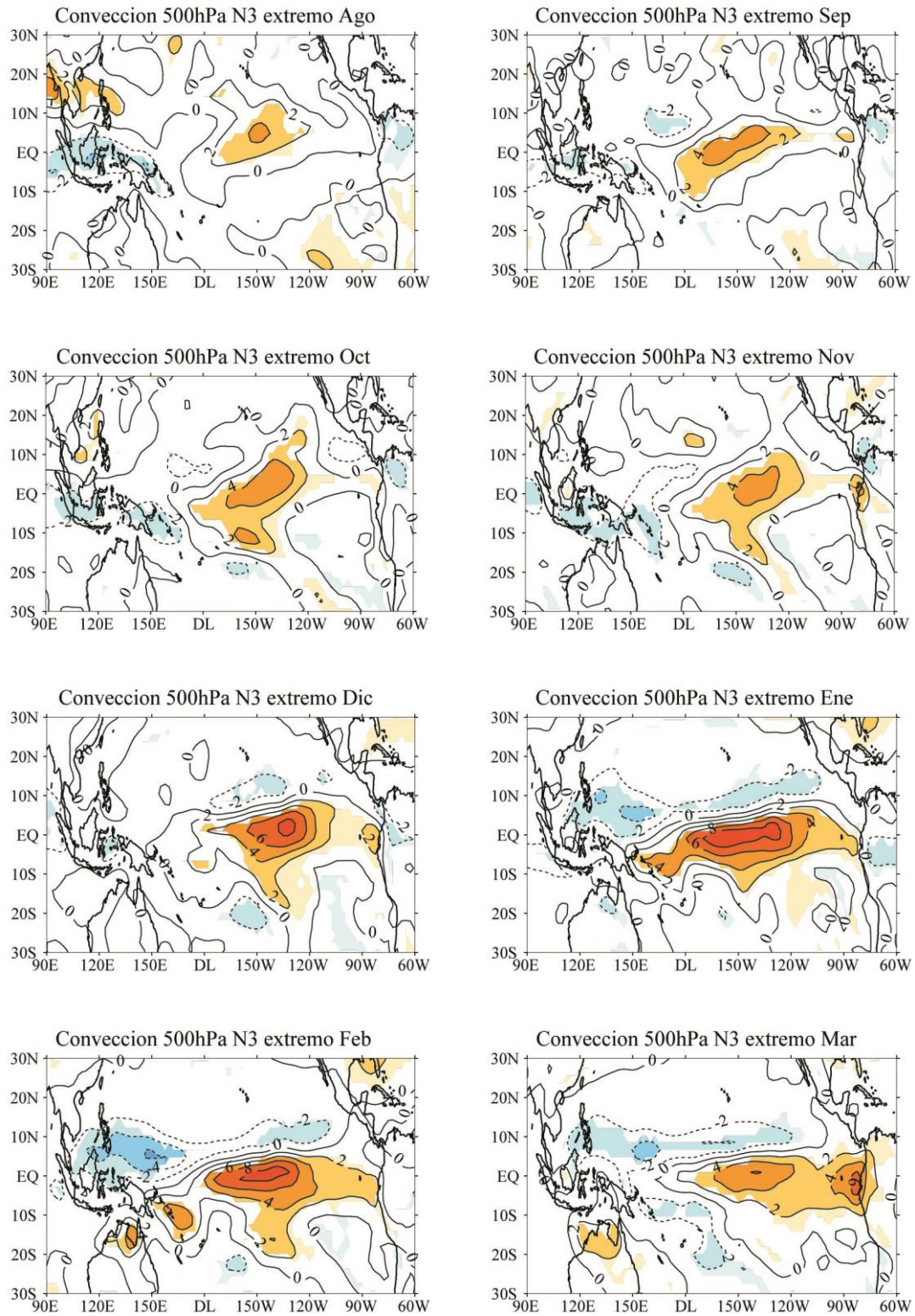


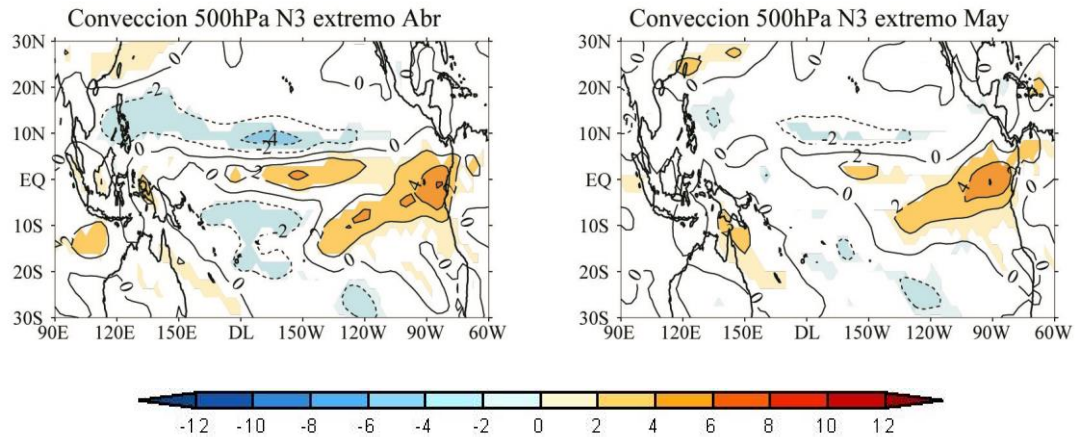
**Figura 4.9.** Composites de anomalías de convección para El Niño Modoki de agosto a mayo. Las regiones coloreadas son significativas al 95% según un test de Monte Carlo. Los contornos están dibujados cada  $2 \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$ .

Además, en El Niño Modoki el efecto de las anomalías de SST positivas sobre la climatología (que se caracteriza por valores cálidos en el centro y oeste del Pacífico tropical) sobre la actividad convectiva y la precipitación de origen convectivo es comparativamente mayor que el correspondiente para El Niño Canónico. Esto se debe a que en este caso las anomalías se suman a unas aguas del mar climatológicamente más frías a lo largo de la lengua fría del Pacífico ecuatorial (Kug et al. 2009, Graf y Zanchettin 2012). Como resultado, el impacto global de El Niño Modoki es comparable al de El Niño Canónico. Es la localización de los centros de las teleconexiones con respecto a la climatología (sección 4.3) lo que explica la señal estratosférica en ambos hemisferios.



## Mecanismos asociados a las teleconexiones





**Figura 4.10.** Composites de anomalías de convección para El Niño Canónico extremo de agosto a mayo. Las regiones coloreadas son significativas al 95% según un test de Monte Carlo. Los contornos están dibujados cada  $2 \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$ .



## **Capítulo V. Impacto troposférico de la señal ENSO Modoki estratosférica**



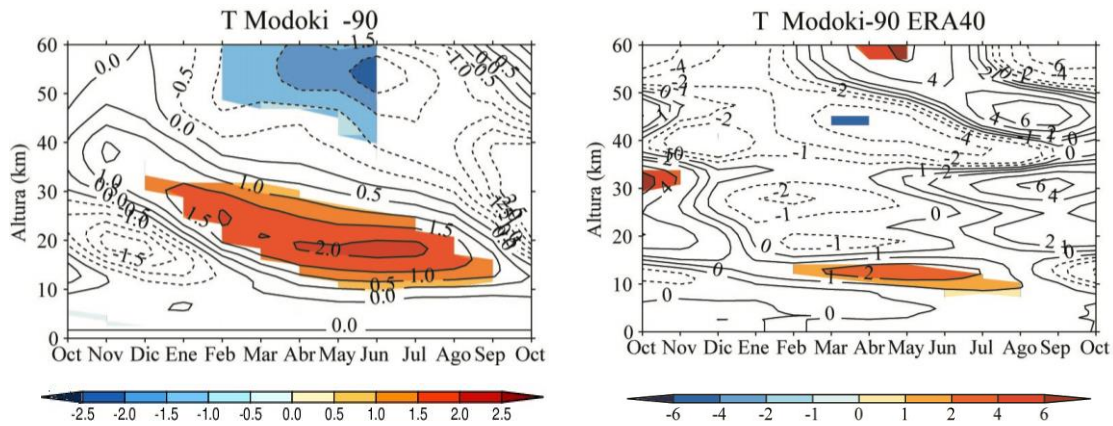
Los capítulos anteriores han mostrado la propagación de la señal de El Niño Modoki en la troposfera tropical hacia extratropicos. En concreto para el HS, se propaga hacia la estratosfera en latitudes medias a través de ondas de Rossby, cuya disipación anómala resulta en un calentamiento polar sobre el HS. La evolución de las anomalías de la temperatura zonal durante episodios de El Niño Modoki (Figura 3.4) parecía sugerir que esta señal a su vez, desciende durante los meses de primavera boreal. En este capítulo se estudia esta señal descendente y su posible impacto en la troposfera y en superficie.

### **5.1. Propagación descendente sobre el polo sur y posible impacto en la troposfera**

La Figura 5.1 (izquierda) muestra la evolución temporal de las anomalías de temperatura zonal sobre el polo sur (90 S) para el composite de episodios de El Niño Modoki. Este tipo de diagnóstico ya fue utilizado por Manzini et al. (2006) para mostrar la propagación descendente de la señal de El Niño estratosférica en el HN a partir del N3 y con el modelo MAECHAM5. En la Figura 5.1 (izquierda) se observa que el calentamiento anómalo significativo durante El Niño Modoki simulado por WACCM 3.5 en torno a los 30 km de altura en diciembre se desplaza hacia abajo intensificándose desde la estratosfera media en este mismo mes hasta la baja estratosfera en abril. Además de la propagación descendente del calentamiento anómalo, existe un enfriamiento anómalo encima del mismo, que es significativo en febrero (ya se observaba en la Fig. 3.3) y perdura hasta junio.

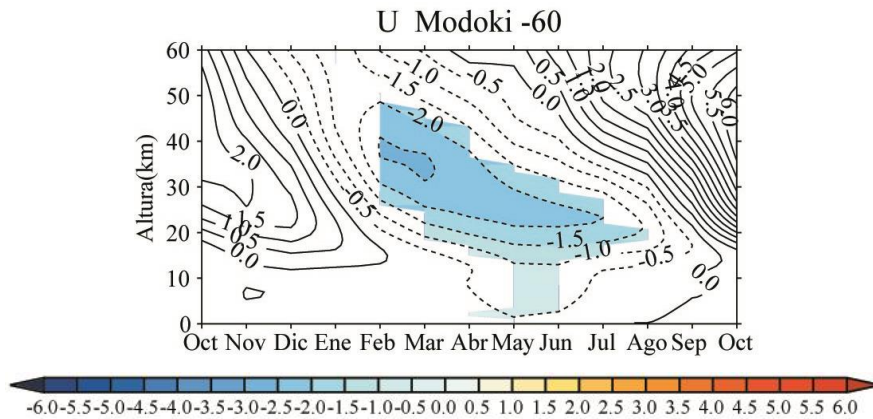
La comparación con resultados del reanálisis ERA40 (Figura 5.1, derecha) muestra que la propagación descendente de la señal no es tan evidente en el reanálisis, donde el patrón es más abrupto y el descenso, menos suave. En octubre se origina un calentamiento significativo en torno a los 30 km de altura como se explicó en el capítulo III, mientras que se observa en torno a los 15 km de altura de febrero a agosto. Estas diferencias pueden deberse al hecho de utilizar cuatro simulaciones en el modelo mientras que el reanálisis cuenta sólo con una realización. Aun así, el acuerdo es notable.

## Propagación descendente sobre el polo sur y posible impacto en la troposfera



**Figura 5.1.** Composite de anomalías de temperatura zonal para El Niño Modoki de octubre a octubre del año siguiente en 90 S empleando WACCM 3.5 (izquierda) y ERA40 (derecha). Las regiones coloreadas son significativas al 95% según un test de Monte Carlo. Los contornos están dibujados como indican las barras de colores (K).

El descenso de las anomalías de temperatura zonal sobre el polo sur durante El Niño Modoki va acompañado por un descenso de las anomalías negativas de viento zonal tal y como se muestra en la Figura 5.2 para 60 S. La señal se traslada desde la estratosfera alta a la baja estratosfera según pasan los meses e incluso penetra en la troposfera de abril a junio (aunque esta señal troposférica solo supera el test de significación al 90%).



**Figura 5.2.** Composite de anomalías de viento zonal promediado zonalmente para El Niño Modoki de octubre a octubre del año siguiente en 60 S empleando WACCM 3.5. Las regiones coloreadas son significativas al 90% según un test de Monte Carlo. Los contornos están dibujados cada 0.5 m.s<sup>-1</sup>.

Estos resultados están en consonancia con los composites de El Niño Modoki del flujo de EP y el forzamiento de éste sobre la atmósfera (su divergencia, Figura 4.1).

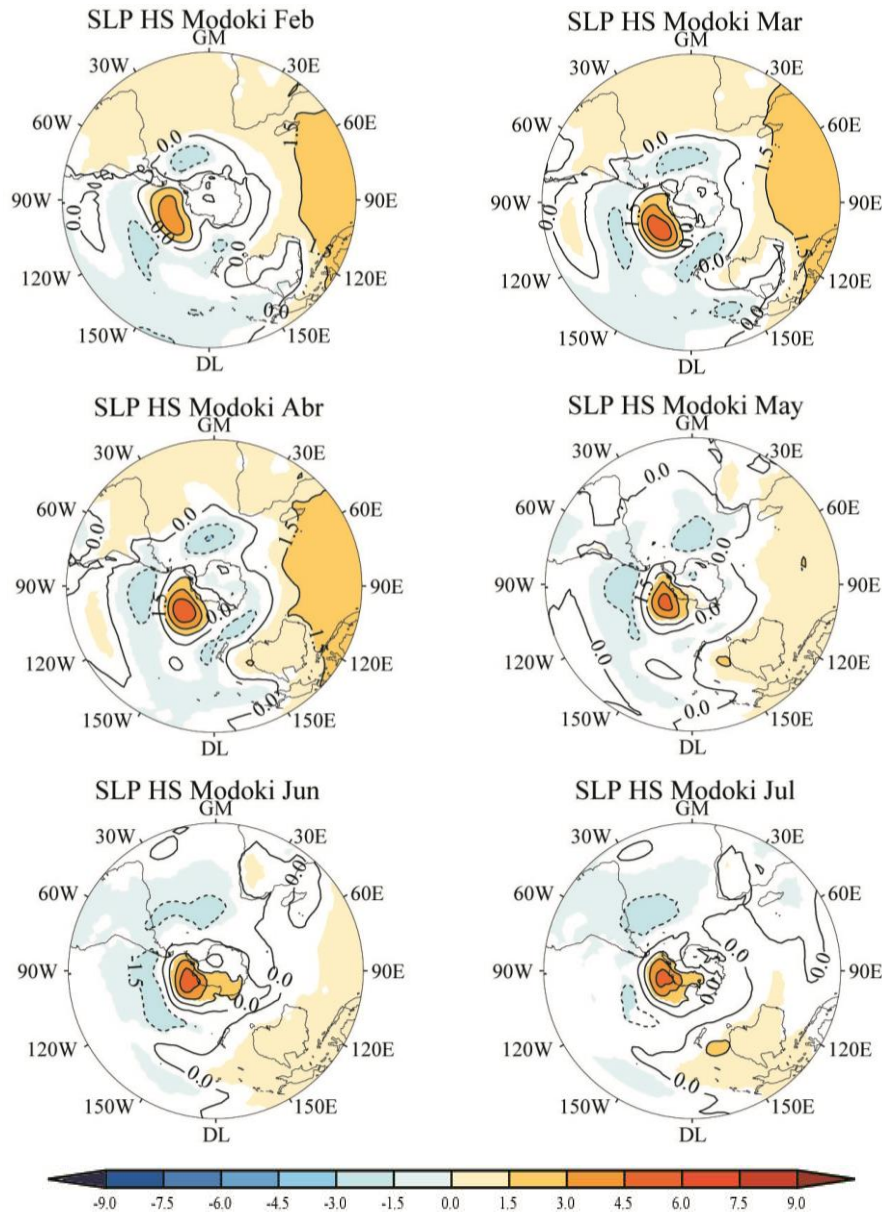
Aunque en noviembre la propagación vertical de ondas supera los 30 km de altura, esto no ocurre en enero, mientras que entre febrero y abril el flujo de EP es casi despreciable. Las anomalías de viento negativas desde enero provocan que las ondas se propaguen a menor altura desde entonces y que, por tanto, el forzamiento sobre la señal se produzca más cerca de la troposfera, lo que resulta en la propagación descendente de la señal de El Niño Modoki.

Existen diversos estudios que han demostrado que anomalías descendentes de viento zonal durante episodios de El Niño Canónico pueden generar anomalías en el clima de superficie en el HN (por ejemplo, Cagnazzo y Manzini 2009, Ineson y Scaife 2009). Por ello, se explora a continuación si la propagación descendente simulada en el HS para El Niño Modoki puede tener un impacto en el clima en superficie. Con este fin se calculan composites de anomalías de SLP para El Niño Modoki (Figura 5.3) desde febrero (dos meses antes de que la señal estratosférica en viento alcance la superficie) en adelante.

Ya a partir de septiembre (no mostrado), la señal en anomalías de SLP es un patrón similar al de la PSA con un máximo de intensidad entre marzo y julio y que desaparece por completo en agosto (no mostrado). Sin embargo, hasta abril la mayoría de las anomalías positivas se sitúan sobre el océano, pero entre mayo y julio también influyen sobre el suroeste del continente Antártico (con un centro de anomalías de entre 4.5 hPa y 6.0 hPa entre 60 S y 80 S). Es decir, un mes después de que la señal estratosférica alcance la superficie (Figura 5.2), la señal troposférica de SLP se extiende sobre la Antártida y la señal estratosférica se asemeja a la fase negativa de la AAO. Por tanto, durante episodios de El Niño Modoki existe una contribución estratosférica en forma de AAO y una troposférica de tipo PSA (como puede verse en la Figura 4.7).

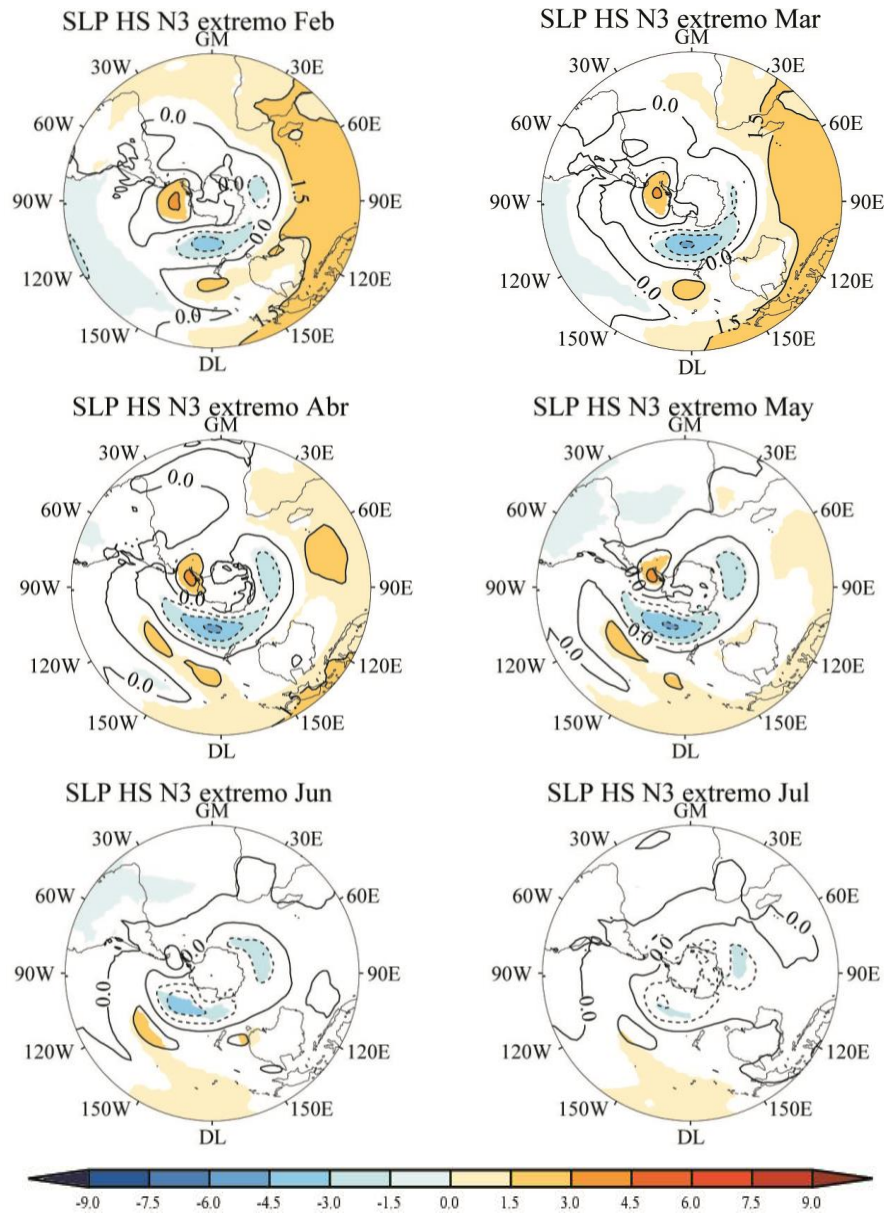
Para El Niño Canónico no existe propagación descendente de la señal estratosférica en el HS (no mostrada) como ocurría para El Niño Modoki (Figura 5.1 y Figura 5.2), por lo que no existe ninguna conexión estratosférica que venga del promedio zonal de la señal y por tanto se refleje en la AAO.





**Figura 5.3.** Composites de anomalías eddy de SLP para El Niño Modoki en el HS de febrero a julio. Las regiones coloreadas son significativas al 95% según un test de Monte Carlo. Los contornos están dibujados cada 1.5 hPa (arriba).

Si se estudia la señal troposférica en el HS para El Niño Canónico (Figura 5.4), la respuesta de este fenómeno es bien distinta a la de El Niño Modoki (Figura 5.3). A diferencia de este último, el impacto de El Niño Canónico en la SLP se debilita según avanzan los meses, de modo que en octubre la señal es más fuerte, a partir de ahí se debilita y desaparece en junio. Destacan el centro de anomalías positivas al oeste de la Antártida (90 W) y el centro de anomalías negativas en torno a la línea de cambio de fecha. Por tanto, la influencia de El Niño Canónico es puramente troposférica y se refleja en forma de PSA (tal y como se vio en la Figura 4.8)



**Figura 5.4.** Composites de anomalías eddy de SLP para El Niño Canónico extremo en el HS de febrero a julio. Las regiones coloreadas son significativas al 95% según un test de Monte Carlo. Los contornos están dibujados cada 1.5 hPa.



## **Capítulo VI. Caracterización de la respuesta de El Niño Modoki**



## Capítulo VI

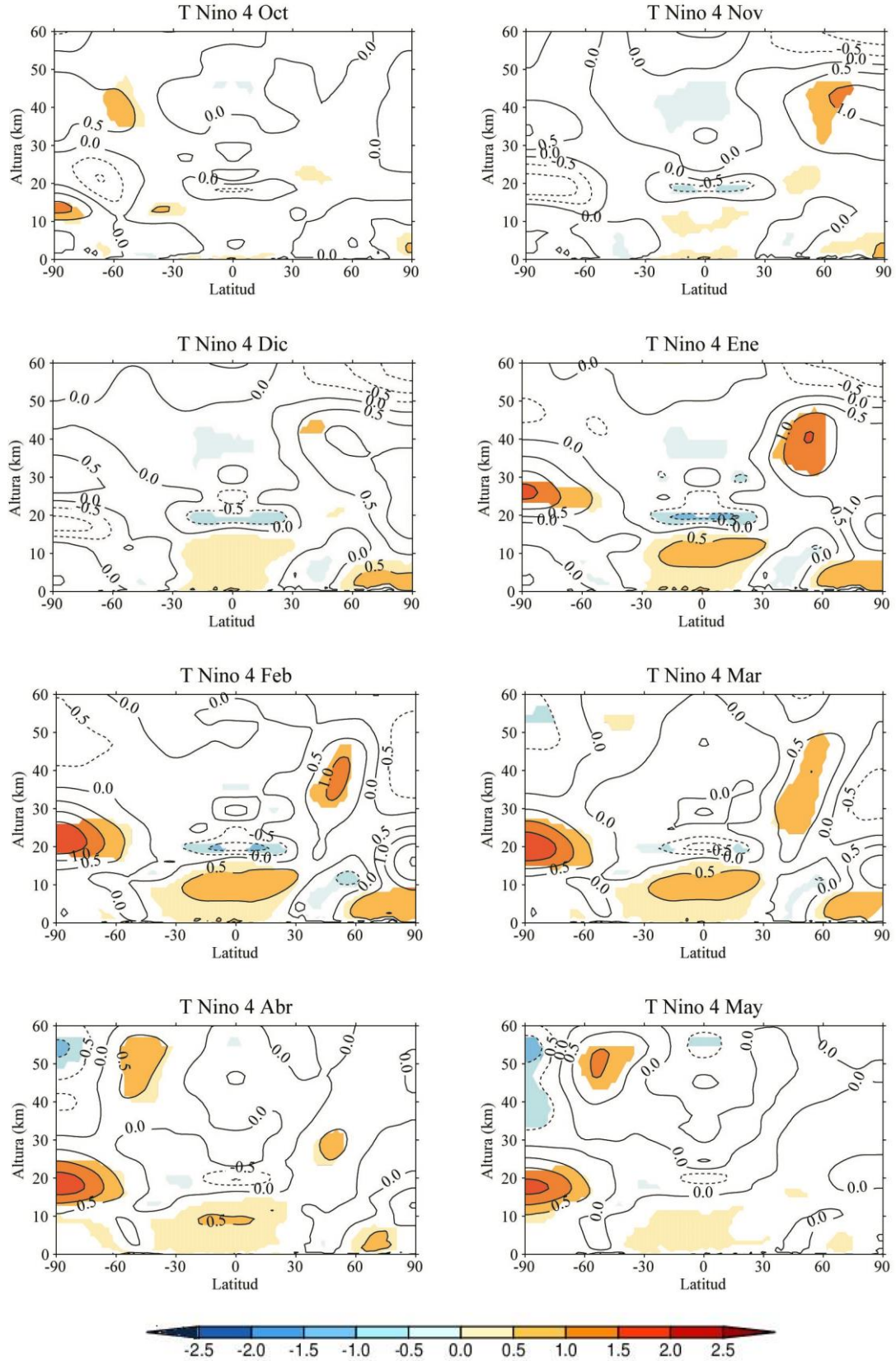
En el capítulo III se ha llevado a cabo un estudio detallado de la respuesta de El Niño Modoki en la estratosfera basándose en el EMI para caracterizar este tipo de eventos. No obstante, ya se explicó en la sección 2.4.1 que existen otros índices para definir la señal tropical del Pacífico central que dan lugar a un conjunto de episodios diferentes. Quizá uno de los más utilizados en la literatura que investiga este tipo de fenómeno ha sido el N4 (por ejemplo, Kug et al. 2009, Choi et al. 2011, Hurwitz et al. 2011b, Garfinkel et al. 2012, Sung et al. 2014) y por ello, se analizan brevemente aquí los resultados obtenidos para este índice comparándolos con aquéllos para el EMI.

La respuesta de la SST para este índice en comparación con el EMI se mostraba en la Figura 3.1 donde se aprecian muy claramente las diferencias entre la señal definida a partir del EMI y la definida a partir del N4. Para el EMI el máximo del calentamiento anómalo de las SSTs se concentra en el centro del Pacífico en torno a 160 W, mientras que para el N4, el máximo de estas anomalías se extiende algo más hacia el este de la cuenca (alrededor de 140 W) y como consecuencia, el enfriamiento anómalo cerca de las costas de Sudamérica característico de El Niño Modoki se ve reducido.

Para estudiar la señal relativa a N4 se emplean aquí los episodios recogidos en la Tabla 2.2, aquéllos en los que la desviación estándar del índice supera 0.5. La Figura 6.1 muestra los composites de temperatura zonal simulados para los episodios identificados a partir del N4. En la estratosfera polar del HS WACCM simula un calentamiento anómalo robusto y significativo de hasta 2.0 K para el N4, mientras que llega a alcanzar 2.5 K para el EMI (Figura 3.3). En general, en comparación con la señal obtenida a partir de EMI, la señal en el HS para N4 es más tardía, más débil y menos persistente.

En la estratosfera del HN, el comportamiento de la señal obtenida a partir de N4 (Figura 6.1) es semejante a la de EMI (Figura 3.3), sólo aparecen anomalías significativas en latitudes medias (con un calentamiento anómalo de hasta 1.5 K entre 30 km y 50 km de altura). La señal de latitudes altas es significativa en la troposfera, con un calentamiento anómalo de hasta 1.5 K, ligeramente inferiores a los de EMI (hasta 2.0 K, Figura 3.3).

## Caracterización de la respuesta de El Niño Modoki



**Figura 6.1.** Composites de anomalías de temperatura promediada zonalmente para N4 de octubre a mayo. Las regiones coloreadas son significativas al 95% según un test de Monte Carlo. Los contornos están dibujados cada 0.5 K.

## Capítulo VI

La señal tropical del N4 sólo se asemeja a la de EMI (Figura 3.3) en el enfriamiento anómalo de la baja estratosfera y se parece mucho (aunque más débil) a los resultados obtenidos en los trópicos en el N3 extremo (Figura 3.9). Tanto N4 como N3 extremo exhiben en trópicos un enfriamiento de la baja estratosfera y un calentamiento de la troposfera, aunque es mucho más intenso y duradero para el N3 extremo.

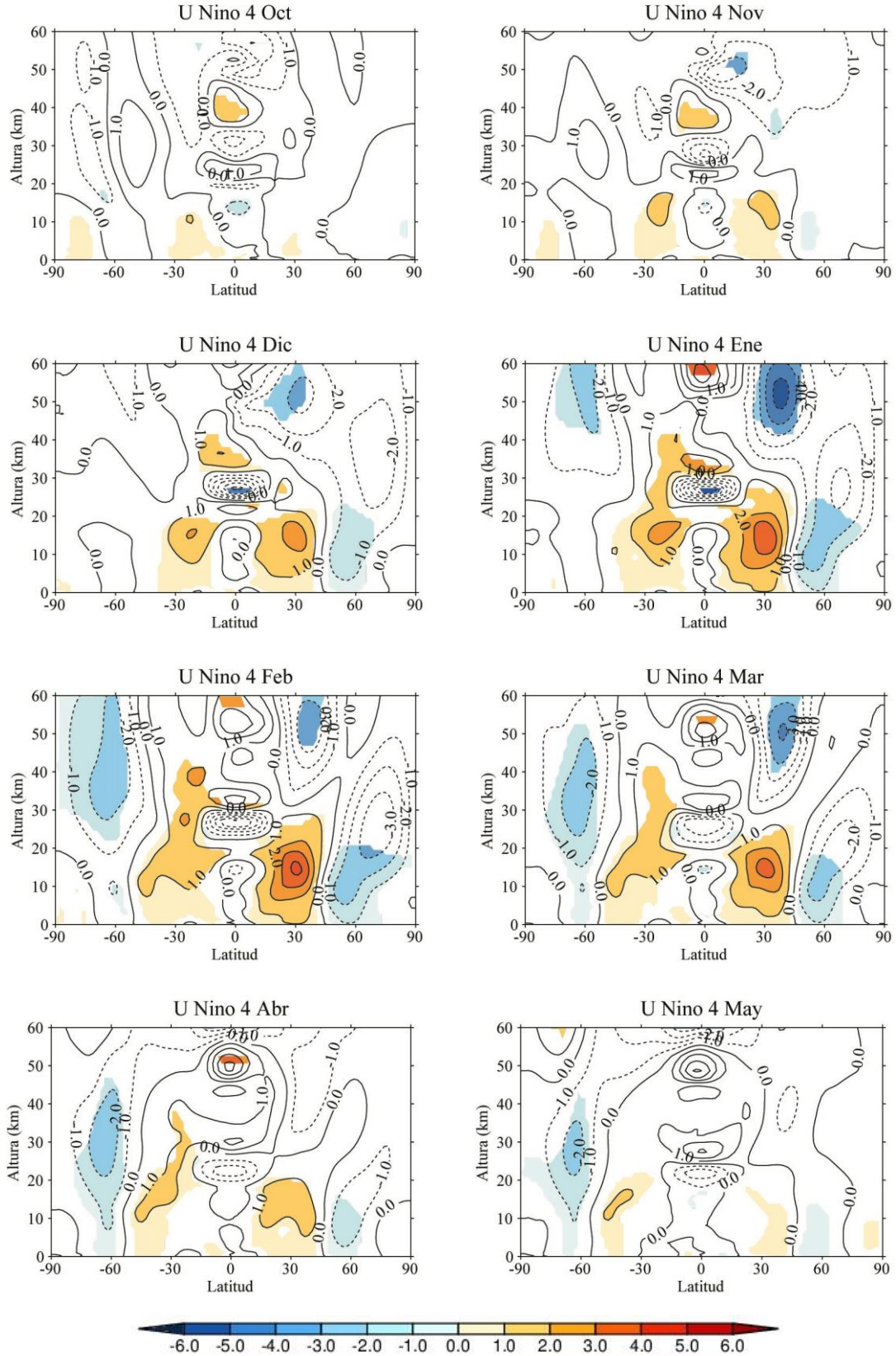
Por otro lado, N4 muestra una señal en el viento zonal (Figura 6.2) en el HS en la mesosfera-alta estratosfera a partir de enero que desciende alcanzando la superficie de forma significativa entre marzo y mayo. Esta respuesta del N4 en el HS sí es similar a la del EMI (Figura 3.4). En latitudes medias del HN la respuesta en viento zonal se diferencia más de la de EMI, es más intensa y muestra un debilitamiento del chorro polar entre diciembre y abril, aunque sólo sea significativo por debajo de los 20 km.

En latitudes subtropicales el reforzamiento del chorro subtropical en troposfera es casi el doble (especialmente en el HN) para N4 (Figura 6.2) que para EMI (Figura 3.4), alcanza anomalías de hasta  $4 \text{ m.s}^{-1}$  para el primero, lo que puede estar relacionado con las anomalías de temperatura zonal más intensas en N4 en la región tropical. Asimismo, el debilitamiento del viento en la baja estratosfera y el reforzamiento en la alta estratosfera subtropical es significativo y mucho mayor para N4 que para EMI. Este análisis demuestra la importancia de la elección del índice para representar la señal de El Niño Modoki ya que las diferencias son notorias, sobre todo, en trópicos y en el HN.

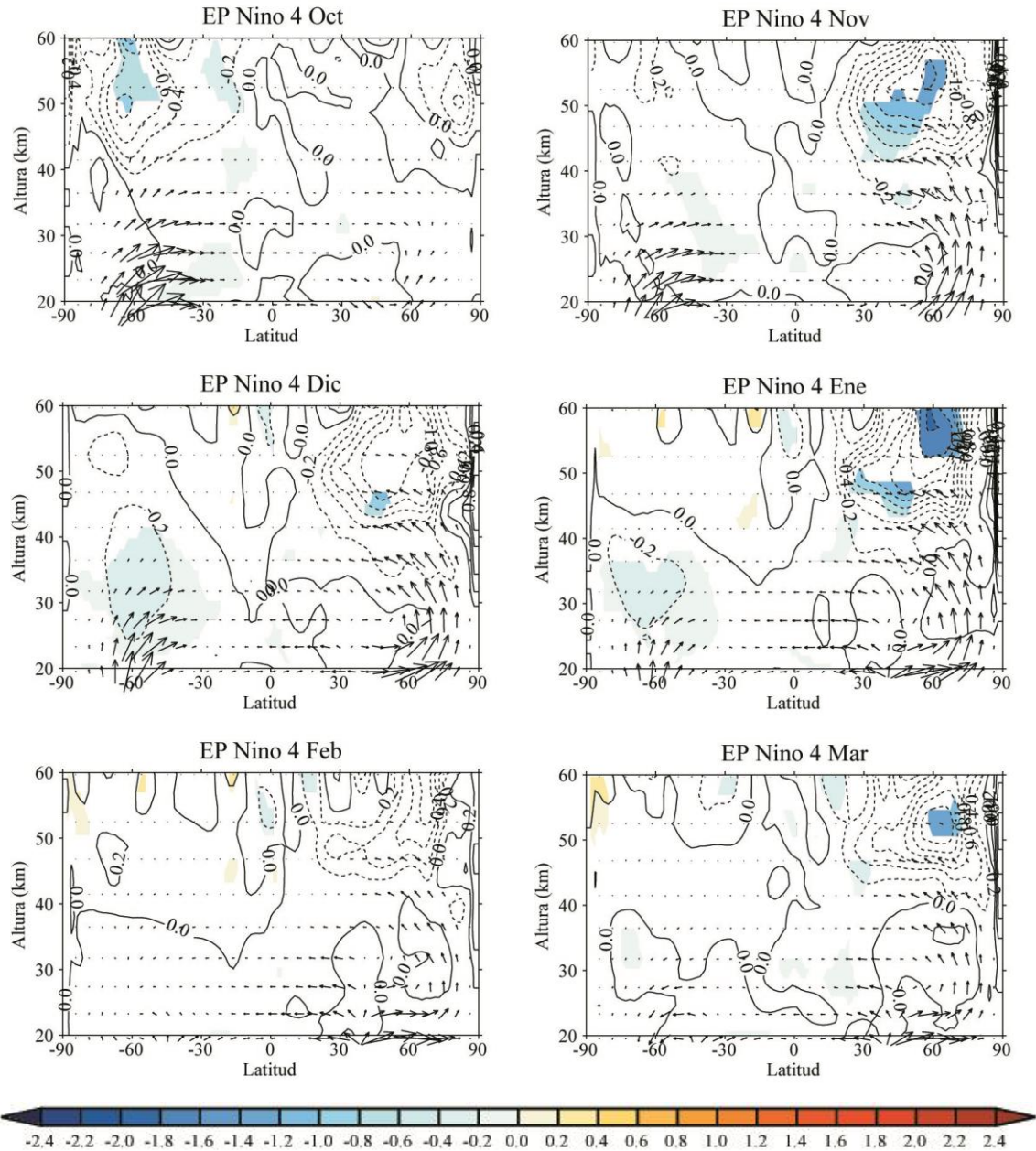
A continuación se profundiza en los mecanismos que pueden explicar las diferencias en la respuesta entre N4 y EMI (ya mostradas). La Figura 6.3 recoge los composites del flujo de EP para el N4. Los resultados en el HS obtenidos a partir del N4 se asemejan a los del EMI (Figura 4.1), con una propagación ascendente de las ondas desde latitudes medias de ambos hemisferios y un forzamiento significativo en la estratosfera entre diciembre y enero que dan lugar al calentamiento visto unos meses más tarde en la estratosfera polar del HS (Figura 6.1).



## Caracterización de la respuesta de El Niño Modoki



**Figura 6.2.** Composites de anomalías de viento zonal promediado zonalmente para N4 de octubre a mayo. Las regiones coloreadas son significativas al 95% según un test de Monte Carlo. Los contornos están dibujados cada  $0.5 \text{ m.s}^{-1}$ .



**Figura 6.3.** Composites de anomalías del flujo de EP (flechas) y su divergencia (contornos) para N4 de octubre a marzo. Las regiones coloreadas son significativas al 95% según un test de Monte Carlo. Los contornos están dibujados cada  $0.2 \text{ m.s}^{-1}.\text{día}^{-1}$ .

La propagación de ondas en el HN se produce con más intensidad y de forma más efectiva para el N4 que para el EMI (Figura 4.1), dando lugar al calentamiento de la alta estratosfera en noviembre alrededor de 60 N y en enero, sobre latitudes medias de esta misma capa (Figura 6.1) (calentamiento no simulado cuando se utiliza el EMI).

Dado que los capítulos anteriores demostraron que las diferencias en propagación vertical de ondas están asociadas a los patrones de teleconexión troposféricos, se presentan a continuación los composites de anomalías *eddy* de la altura de geopotencial en 500 hPa desde agosto hasta mayo para el N4 (Figura 6.4) y se comparan con los obtenidos a partir del EMI (mostrados en la sección 4.3).

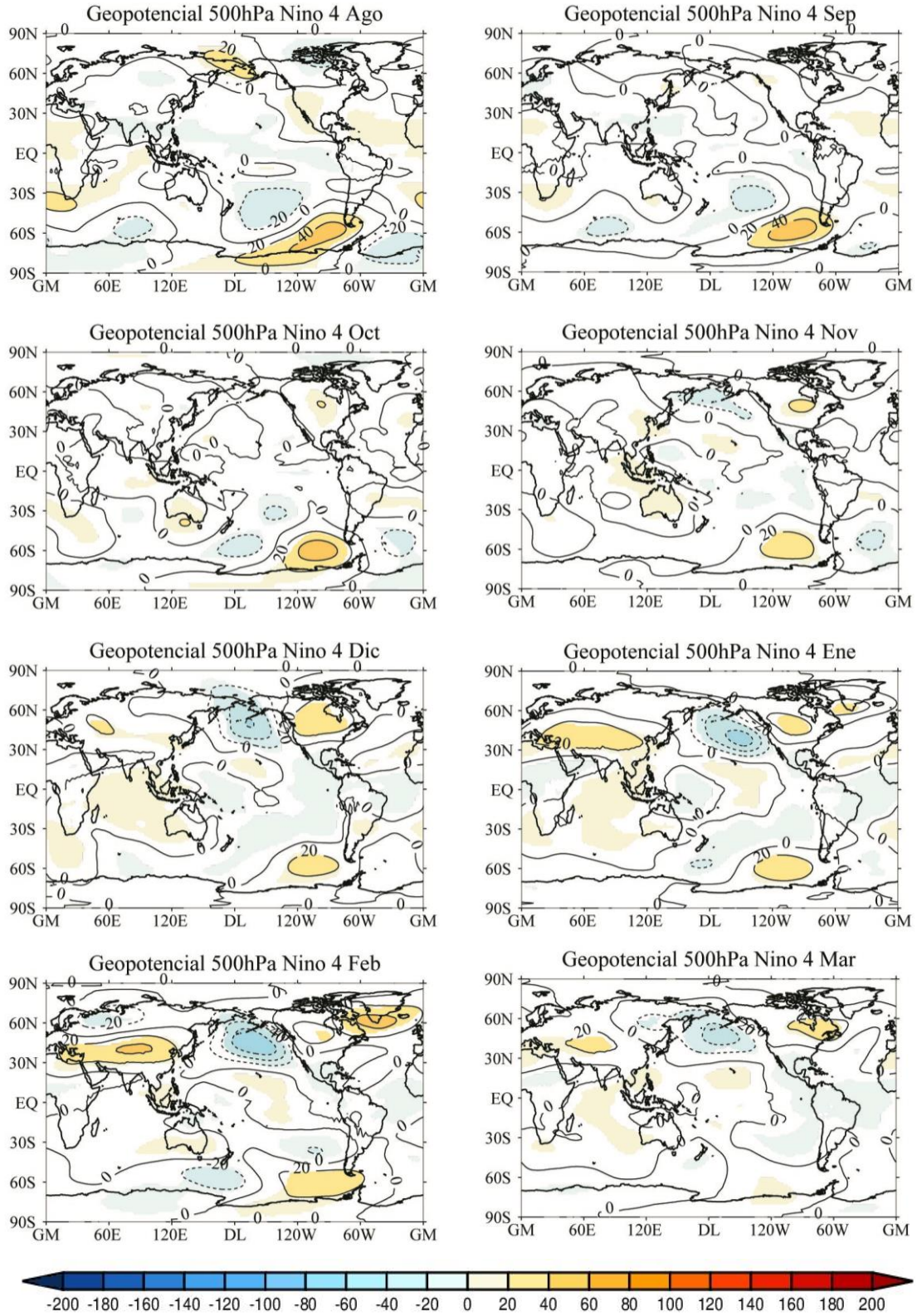
Las teleconexiones asociadas a N4 son más débiles en ambos hemisferios que las obtenidas a partir de EMI (Figura 4.7). En el HS, la PSA sólo se aprecia ligeramente en el verano-otoño boreal durante los *Niños* calculados con el N4 y a partir de noviembre sus centros de acción comienzan a desaparecer, un comportamiento muy distinto al que se obtiene si se emplea el EMI. En la Figura 4.7 el patrón de la PSA para El Niño Modoki se maximiza en febrero y alcanza anomalías de geopotencial de hasta 120 hPa.

En el HN la PNA relacionada con el N4 no llega a mostrar todos sus centros de acción para ningún mes, pero sí aparece un centro de anomalías negativas sobre la península Aleutiana (el más fuerte, de hecho) y uno positivo en el centro y oeste del norte de Norteamérica en noviembre que perduran hasta marzo. La intensificación de la baja Aleutiana ocurre a principios del invierno boreal para N4 y no a finales de esta misma estación como ocurre para EMI (Figura 4.7). El hecho de que esta baja se refuerce a inicios del invierno boreal (cuando aún los vientos del oeste permiten la propagación ascendente de las ondas) y no a finales (cuando el viento zonal en la estratosfera comienza a cambiar de signo del oeste al este) parece ser la clave para explicar que la señal estratosférica en temperatura y viento zonal sea más marcada y significativa para N4 que para EMI. Tal y como demuestran Garfinkel y Hartmann (2010) y Hegyi y Deng (2011), la intensificación de la baja Aleutiana es determinante en la propagación ascendente de las ondas desde la troposfera hacia la estratosfera.

Además, existen diferencias longitudinales en las teleconexiones según el índice que se emplee. Para N4 (Figura 6.4) los centros de anomalías, como por ejemplo el de la baja Aleutiana, se sitúan más hacia el este que aquéllos para EMI (Figura 4.7), lo que concuerda con las diferencias de localización de las anomalías de SST. Estas diferencias repercutirán sobre la propagación ascendente de las ondas y en su interferencia constructiva o destructiva.

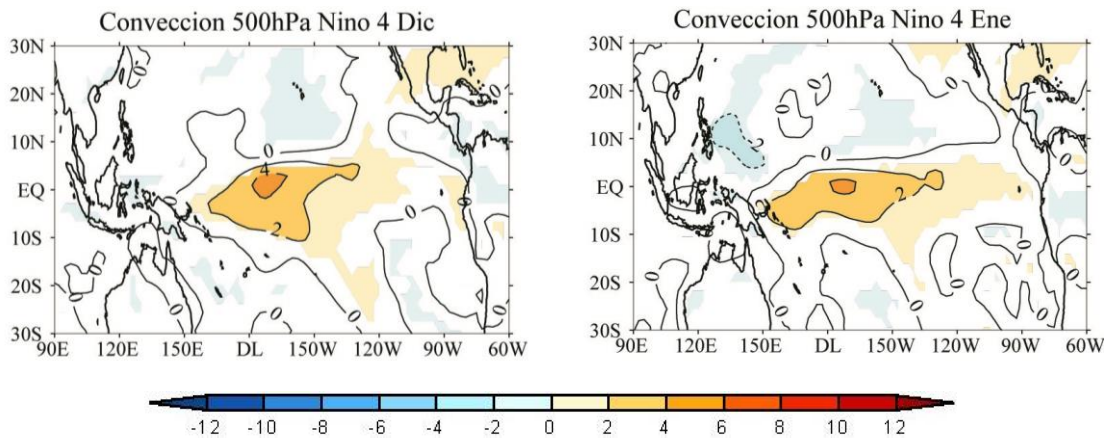


## Capítulo VI



**Figura 6.4.** Composites de anomalías eddy de geopotencial en 500 hPa para N4 de agosto a marzo empleando WACCM 3.5. Las regiones coloreadas son significativas al 95% según un test de Monte Carlo. Los contornos están dibujados cada 20m.

Las diferencias en teleconexiones troposféricas están ligadas en gran parte a diferencias en las SSTs y a la actividad convectiva. Por ello se analizan por último los patrones de convección relacionados con el N4. En la Figura 6.5 se muestran los composites de anomalías de convección para N4 exclusivamente en diciembre y enero, puesto que son los meses con anomalías mayores y más extensas. Resulta evidente que las anomalías positivas de convección son mucho más débiles para N4, haciéndolas más similares a las de N3 extremo. Durante episodios del N4 las anomalías alcanzan valores máximos en torno a  $4 \text{ K.s}^{-1}$  y  $6 \text{ K.s}^{-1}$  en diciembre y en enero, entre  $180^\circ \text{W}$  y  $160^\circ \text{W}$ , mucho menores que los valores de hasta  $14 \text{ K.s}^{-1}$  alcanzados durante episodios del EMI (Figura 4.9). El máximo de anomalías para el N4 ocurre ligeramente al este de la línea de cambio de fecha en diciembre mientras que, utilizando el EMI, aparece al oeste de la misma. Además, este centro de anomalías positivas generado por el N4 no parece desplazarse en longitud y simplemente se debilita con el tiempo. Sin embargo, para EMI (Figura 4.9) las anomalías experimentan un desplazamiento hacia el oeste durante el invierno-primavera boreal.



**Figura 6.5.** Composites de anomalías de convección para N4 en diciembre y enero. Las regiones coloreadas son significativas al 95% según un test de Monte Carlo. Los contornos están dibujados cada  $2 \text{ K.s}^{-1}$ .

Otra diferencia importante reside en el Pacífico oriental. Para el N4, las anomalías positivas de convección se extienden hacia el este del Pacífico tropical, asemejándose a los resultados obtenidos para N3 extremo (Figura 4.10). Este desplazamiento podría ser la causa de que la señal en la troposfera y estratosfera tropicales para los episodios N4 (Figura 6.1) sean más semejante a aquéllas obtenidas a partir del N3 extremo (Figura 3.9).

## Capítulo VI

Por tanto, a pesar de que el N4 se define a partir de anomalías de SST del centro del Pacífico (ver Tabla 2.1 y Figura 2.1), la consideración de las anomalías de los extremos del Pacífico es determinante para explicar las diferencias en el patrón de la convección para cada índice y como consecuencia, las diferencias en los patrones de PNA y PSA entre N4 y EMI y su impacto en troposfera.

En resumen, se ha mostrado que emplear el EMI para definir El Niño del centro del Pacífico es una mejor elección que utilizar el N4 si lo que se pretende es distinguir su impacto del generado por El Niño del Pacífico oriental. El primero muestra mayor señal en el HS que el N4 y en el HN, su respuesta también es más diferente que la del N3 extremo.





## **Capítulo VII. Conclusiones**



## Capítulo VII

En esta tesis se ha caracterizado la señal del fenómeno tropical conocido como El Niño Modoki en la estratosfera y se ha comparado con El Niño Convencional. El Niño Modoki se caracteriza por tener una estructura tripolar de sus anomalías de SST, con un calentamiento anómalo en el centro del Pacífico tropical y un enfriamiento anómalo en los extremos de esta misma cuenca. Un patrón muy distinto al que se muestra durante episodios de El Niño Canónico, cuando se calienta el este del Pacífico tropical y se enfría el oeste de este océano. Además, se han analizado los mecanismos que dan lugar a la propagación de la señal de El Niño Modoki desde la troposfera hasta la atmósfera media y la posterior influencia de la señal estratosférica sobre el clima troposférico. Para ello se emplea el GCM WACCM 3.5 que simula adecuadamente la atmósfera media. A continuación se resumen las principales conclusiones:

1. Durante episodios de El Niño Modoki la señal estratosférica más fuerte se observa en la estratosfera polar del HS, donde aparece un calentamiento anómalo significativo de hasta 2.5 K que perdura de diciembre a finales del invierno austral. En cambio, en la estratosfera del HN este fenómeno no muestra señal significativa y en latitudes tropicales sólo exhibe un leve enfriamiento de la baja estratosfera. Estos resultados simulados por WACCM concuerdan con los obtenidos por el reanálisis ERA40, aunque en el reanálisis la señal aparece antes en el HS y es más intensa que en el modelo.

2. Los vientos del oeste de la baja estratosfera del HS se debilitan durante El Niño Modoki y sus anomalías llegan a alcanzar la troposfera durante el otoño austral. Por otro lado en el HN, son la corriente en chorro subtropical y la corriente en chorro polar troposféricas las que se refuerzan y debilitan, respectivamente.

3. Una de las principales diferencias entre El Niño Modoki y el Niño Canónico es que cada fenómeno influye sobre la estratosfera polar de distintos hemisferios; el primero tiene un impacto significativo en el HS y el segundo, en el HN. La segunda discrepancia a destacar es que la señal zonal tropical para El Niño Canónico es fuerte y robusta tanto en la troposfera como en la baja estratosfera, mientras que para El Niño Modoki sólo aparece en esta última capa. Esto no significa que la señal de El Niño Modoki no influya en la troposfera tropical, sino que no se extiende longitudinalmente.

## Conclusiones

4. Durante un episodio de El Niño Modoki la señal significativa en temperatura y viento zonal del HS se debe a la disipación anómala de ondas de Rossby provenientes de la troposfera que interfieren con la climatología constructivamente. Estas ondas de Rossby propagándose en la vertical en latitudes medias se asocian a las teleconexiones troposféricas PNA y PSA, que han resultado diferentes de las de El Niño Canónico. La diferencia en la localización de las anomalías de convección para cada fenómeno da lugar a teleconexiones en distintos hemisferios. El Niño Modoki refuerza el patrón de teleconexiones de la PSA más que El Niño Canónico y éste último da lugar a una mayor intensificación de la PNA.

5. Durante episodios de El Niño Modoki, la posición de las anomalías de convección (alrededor y al oeste de la línea de cambio de fecha en el Pacífico tropical) impide que las ondas de Rossby interfieran de forma constructiva con la climatología en el HN. Una menor intensificación de la baja Aleutiana y su desplazamiento al sur no favorece que las ondas planetarias se propaguen hacia la estratosfera. Sin embargo, una mayor convección en el oeste del Pacífico tropical en El Niño Modoki da lugar a una interferencia constructiva de las ondas de Rossby que son capaces de generar un impacto destacable en la estratosfera polar del HS.

6. El impacto de la señal estratosférica del HS de El Niño Modoki en el clima troposférico sobre el polo sur es evidente. El Niño Modoki refuerza la climatología de latitudes extratropicales tanto en el HN como en el HS, dando lugar a un patrón de la PSA en el HS y a una AO negativa en el HN. En ambos hemisferios la señal aparece antes, dura más y es más intensa para El Niño Modoki que para El Niño Canónico.

7. La comparación de la señal utilizando el N4 muestra diferencias con los resultados para EMI sobre todo en los trópicos, donde aparecen anomalías de viento en la baja estratosfera y alta estratosfera que están relacionadas con la anomalía en la temperatura tropical. Estos resultados se asemejan a los asociados a El Niño Canónico.





## **Capítulo VIII. Trabajo futuro**



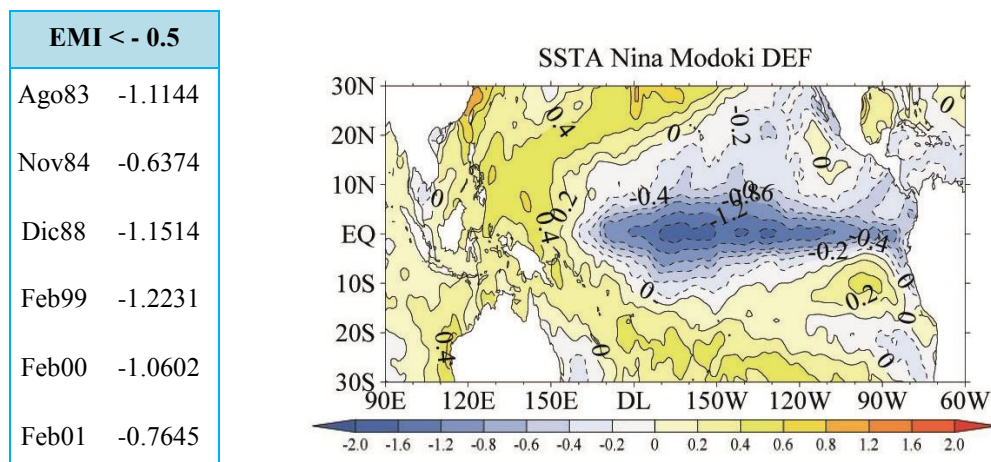


## Capítulo VIII

En la tesis se ha llevado a cabo un análisis detallado de la señal de la fase cálida de ENSO Modoki en la estratosfera, de sus mecanismos de propagación ascendente hacia la estratosfera y del posible impacto de su señal estratosférica en la troposfera. Tras este estudio, quedan todavía preguntas sin contestar que merecen la pena evaluarse en un futuro.

Así, sería interesante distinguir las contribuciones estratosférica y troposférica asociadas a la señal polar de El Niño Modoki; para ello, podrían llevarse a cabo simulaciones nuevas. Otros posibles estudios consistirían en analizar la influencia de la QBO en la señal de El Niño Modoki o la influencia de éste sobre la capa de ozono.

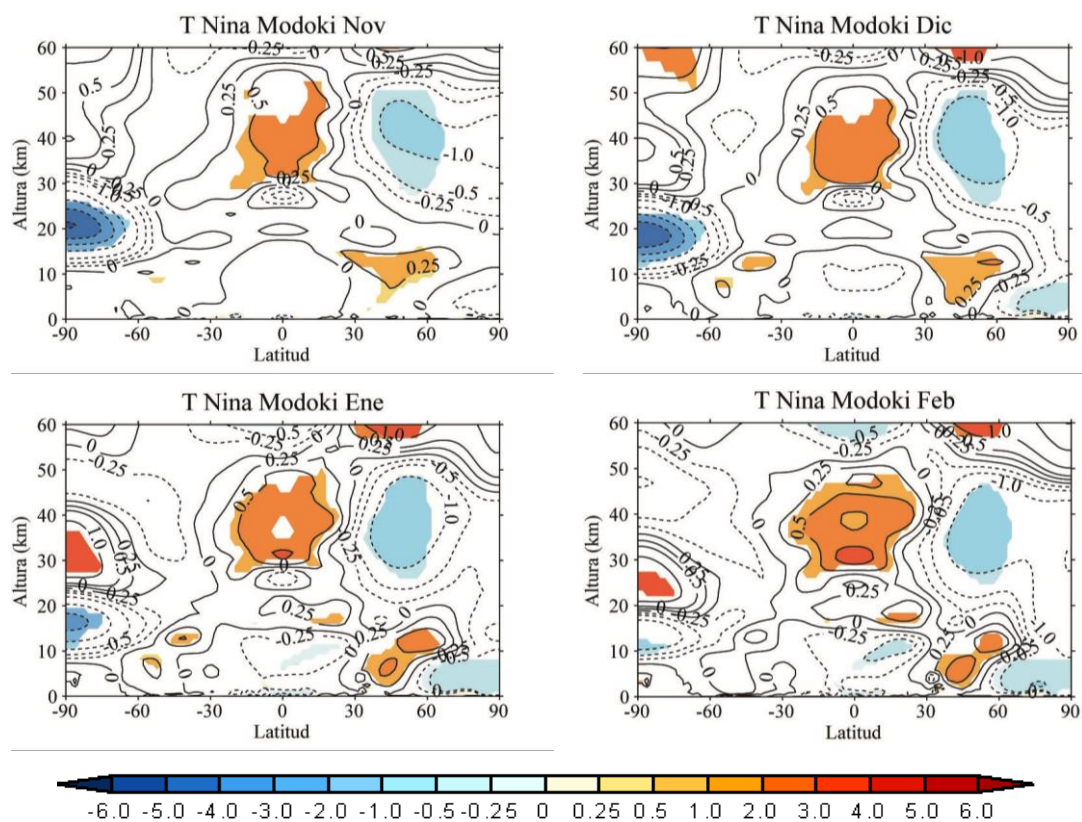
Además, queda por examinar la señal de la fase fría de ENSO Modoki, la Niña Modoki, en la estratosfera y su posible impacto sobre la troposfera. Si se define La Niña Modoki cuando el EMI es inferior a -0.5 (Figura 2.1, arriba izquierda), se detectan seis episodios entre 1979 y 2004 (Tabla 8.1). La estructura anómala de SST es casi igual (algo menor) pero opuesta a la de El Niño Modoki (Figura 3.1, arriba izquierda).



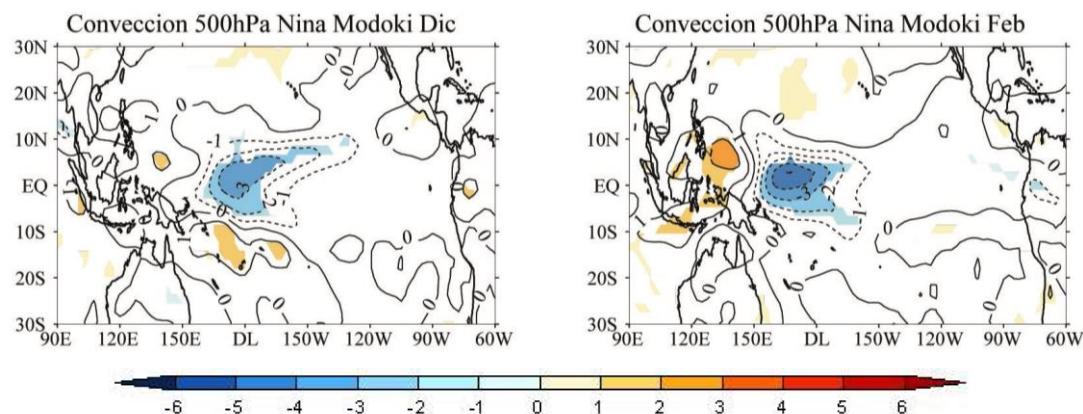
**Tabla 8.1.** Episodios de La Niña Modoki de 1979 a 2004. **Figura 8.1.** Composite de anomalías de SST para el promedio DEF para La Niña Modoki. Los contornos están dibujados como muestra la barra de colores (K). Nótese que la escala es diferente a la de El Niño Modoki.

A continuación se podría estudiar si los mecanismos que fuerzan la señal de El Niño Modoki operan también durante La Niña Modoki. Sería interesante investigar por qué la señal estratosférica en temperatura zonal (Figura 8.2) aparece antes para La Niña Modoki que para El Niño Modoki, cómo es posible que la señal en la estratosfera polar del HS sea más fuerte que para la fase cálida si sus anomalías de convección son

menores (Figura 8.3), si sus teleconexiones son más débiles y perduran con fuerza por menos tiempo y si la propagación de las ondas es mucho menos efectiva (no mostrado).



**Figura 8.2.** Composites de anomalías de temperatura zonal para La Niña Modoki de noviembre a febrero empleando WACCM 3.5. Las regiones coloreadas son significativas al 95% según un test de Monte Carlo. Los contornos están dibujados tal y como se muestra en la barra de colores. Nótese que la escala es diferente a la de El Niño Modoki.



**Figura 8.3.** Composites de anomalías de convección para La Niña Modoki en diciembre y febrero. Las regiones coloreadas son significativas al 95% según un test de Monte Carlo. Los contornos están dibujados cada  $1 K \cdot s^{-1}$ . Nótese que la escala es diferente a la de El Niño Modoki.

## **Capítulo IX. Bibliografía**



## Bibliografía

Alexander M., I. Bladé, M. Newman, J. R. Lanzante, N. Lau y J. D. Scott (2002), The atmospheric bridge: The influence of ENSO teleconnections on air-sea interaction over the global oceans. *Journal of Climate* 15, 2205-2231.

An S.I. y B. Wang (2000), Interdecadal change of the structure of the ENSO mode and its impact on the ENSO frequency. *Journal of Climate* 13, 2044-2055.

Angell J. K. (1997), Stratospheric warming due to Agung, El Chichón, and Pinatubo taking into account the Quasi-Biennial Oscillation. *Journal of Geophysical Research* 102, 9479– 9485.

Arblaster J.M., N.P Gillett (Lead Authors), N. Calvo, P.M. Forster, L.M. Polvani, S.-W. Son, D.W. Waugh y P.J. Young (2014), Stratospheric ozone changes and climate, Chapter 4 in *Scientific Assessment of Ozone Depletion, Global Ozone Research and Monitoring Project – Report No. 55*, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.

Ashok K., S. Behera, A.S. Rao, H.Y. Weng y T. Yamagata (2007), El Niño Modoki and its teleconnection. *Journal of Geophysical Research* 112, C11007.

Ashok K. y T. Yamagata (2009), The El Niño with a difference. *Nature* 461, 181-184.

Baldwin M.P., X. Cheng y T.J. Dunkerton (1994), Observed correlations between winter mean tropospheric and stratospheric circulation anomalies. *Geophysical Research Letters* 2, 1141.

Baldwin M.P. y D. O’Sullivan (1995), Stratospheric effects of ENSO-related tropospheric circulation anomalies. *Journal of Climate*, 8, 649–667.

Baldwin M.P. y T.J. Dunkerton (2001), Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science* 294, 581.

## Bibliografía

Barnston A.G. y R.E. Livezey (1987), Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Monthly Weather Review* 115, 1083-1126.

Bell C.J., L.J. Gray, A.J. Charlton-Perez, M.M. Joshi y A.A. Scaife (2009), Stratospheric Communication of El Niño Teleconnections to European Winter. *Journal of Climate* 22, 4083-4096.

Birner T. y Bonisch H. (2011), Residual circulation trajectories and transit times into the extratropical lowermost stratosphere. *Atmospheric Chemistry and Physics* 11, 817–827.

Bjerknes J. (1966), A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus* 18, 820-828.

Bjerknes J. (1969), Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Monthly Weather Review* 97, 163-172.

Boville B.A. (1984), The influence of the polar night jet on the tropospheric circulation in a GCM. *Journal of the Atmospheric Sciences* 41, 1132-1142.

Brasseur G. P. y C. Granier (1992), Impact of heterogeneous chemistry on model predictions of ozone changes. *Journal of Geophysical Research* 97, 18015-18033.

Brasseur G.P y S. Solomon (2005), *Aeronomy of the Middle Atmosphere: Chemistry and Physics of the Stratosphere and Mesosphere*. Springer 32.

Brewer A. W. (1949), Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapour distribution in the stratosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 75, 351– 363.

Brönimann S., J. Luterbacher, J. Staehelin, T. M. Svendby, G. Hansen y T. Svenoe (2004), Extreme climate of the global troposphere and stratosphere in 1940-1942 related to El Niño. *Nature* 431, 971-974.



## Bibliografía

A.H. Butler y L.M. Polvani (2011), El Niño, La Niña, and stratospheric sudden warmings: A re-evaluation in light of the observational record. *Geophysical Research Letters* 38, L13807.

Calvo N., R.R. García, R. García-Herrera, D. Gallego, L. Gimeno, E. Hernández y P. Ribera (2004), Analysis of the ENSO Signal in Tropospheric and Stratospheric Temperatures Observed by MSU, 1979–2000. *Journal of Climate* 17, 3934– 946.

Calvo N. , M.A. Giorgetta, R. García–Herrera y E. Manzini (2009), Nonlinearity of the combined warm ENSO and QBO effects on the Northern Hemisphere polar vortex in MAECHAM 4 simulations. *Journal of Geophysical Research*, 114, D13109.

Calvo N., R.R. García, W.J. Randel y D.R. Marsh (2010), Dynamical Mechanism for the Increase in Tropical Upwelling in the Lowermost Tropical Stratosphere during Warm ENSO Events. *Journal of the Atmospheric Sciences* 67, 2331–2340.

Calvo N. y D. R. Marsh (2011), The combined effects of ENSO and the 11-year solar cycle on the Northern Hemisphere polar stratosphere. *Journal of Geophysical Research* 116.

Cagnazzo C. y E. Manzini (2009), Impact of the stratosphere on the Winter tropospheric teleconnections between ENSO and the North Atlantic and European Region. *Journal of Climate*, 22, 1223-1238.

Cagnazzo C., Manzini E., Calvo N., Douglass A., Akiyoshi H., Bekki S., Chipperfield M., Dameris M., Deushi M., Fischer A. M., Garny H., Gettelman A., Giorgetta M. A., Plummer D., Rozanov E., Shepherd T. G., Shibata K., Stenke A., Struthers H. y Tian, W. (2009), Northern winter stratospheric temperature and ozone responses to ENSO inferred from an ensemble of Chemistry Climate Models, *Atmospheric Chemistry Physics* 9, 8935 – 8948.

## Bibliografía

Charlton A.J., A. O'neill, W. A. Lahoz y A.C. Massacand (2004), Sensitivity of tropospheric forecasts to stratospheric initial conditions. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 130, 1771-1792.

Charney J. G. y P. G. Drazin (1961), Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere. *Journal of Geophysical Research* 66, 83–109.

Chiodo G., N. Calvo, D. R. Marsh y R. Garcia-Herrera (2012), The 11 year solar cycle signal in transient simulations from the Whole Atmosphere Community Climate Model. *Journal of Geophysical Research* 117, D06109.

Choi J., S. I. An, J.S. Kug, S.W. Yeh (2011), The role of mean state on changes in El Niño's flavor. *Climate Dynamics* 37, 1205-1215.

Collins W. D., P. J. Rasch, B. A. Boville, J. J. Hack, J. R. McCaa, D. J. Williamson, J. T. Kiehl, B. Briegleb, C. Bitz, S. Lin, M. Zhang y Y. Dai (2004), Description of the NCAR community atmosphere model (CAM3). Tech. Rep. NCAR/TN-464STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, 226 pp.

Di Lorenzo K. M. Cobb, J. Furtado, N. Schneider, B. Anderson, A. Bracco, M. A. Alexander y D. Vimont (2010), Central Pacific El Niño and decadal climate change in the North Pacific. *Nature Geosciences* 3, 762-765.

Dickinson R.E., E.C. Ridley y R.G. Roble (1975), Meridional Circulation in the thermosphere I. Equinox Conditions. *Journal of the Atmospheric Sciences* 32, 1737–1754.

Dobson G. M. B., D. N. Harrison y J. Lawrence (1929), Measurements of the amount of ozone in the earth's atmosphere and its relation to other geophysical conditions-Part III. *Proceedings of the Royal Society London A* 122, 456– 486.

Dobson G.M.G. (1956), Origin and distribution of polyatomic molecules in the atmosphere. *Proceedings of the Royal Society London A* 236, 187.

## Bibliografía

Edmon H.J. Jr., B.J. Hoskins y M.E. McIntyre (1980), Eliassen-Palm cross sections for the troposphere. *Journal of the Atmospheric Sciences* 37, 2600-2616.

Eyring V., T.G. Shepherd y D.W. Waugh (2010), Dynamics in the SPARC Report on the Evaluation of Chemistry-Climate Models. SPARC CCMVal., SPARC Report No. 5, WCRP-132, WMO/TD -No. 1526, pp 109-148. <http://www.atmosp.physics.utoronto.ca/SPARC>.

Fels S, (1985), Radiative-dynamical interactions in the middle atmosphere. *Advances in Geophysics* 28A, 277-300.

Fischer A. M., D. T. Shindell, B. Winter, M. S. Bourqui, G. Faluvegi, E. Rozanov, M. Schraner, and S. Brönnimann (2008), Stratospheric winter climate response to ENSO in three chemistry-climate models. *Geophysical Research Letters* 35, L13819.

Fletcher C. G. y P. J. Kushner (2011), The role of linear interference in the annular mode response to tropical SST forcing. *Journal of Climate* 24, 778-794.

Free M. y D.J. Seidel (2009), Observed El Niño– Southern Oscillation temperature signal in the stratosphere. *Journal of Geophysical Research* 114, D23108.

García-Herrera R., N. Calvo, R.R. García y M.A. Giorgetta (2006), Propagation of ENSO temperature signals into the middle atmosphere: a comparison of two general circulation models and ERA40 reanalysis data. *Journal of Geophysical Research* 111, D06101.

Garcia R. R. y S. Solomon (1985), The effect of breaking gravity waves 1691 on the dynamics and chemical composition of the mesosphere and lower 1692 thermosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences* 90, 3850-3868.

## Bibliografía

Garcia R. R. y S. Salomon (1987): A possible relationship between interannual variability in Antarctic Ozone and the Quasi-Biennial Oscillation. *Geophysical Research Letters* 14, 848-851.

Garcia R. R., R. Lieberman, J. M. Russell y M. G. Mlynczak (2005), Large-scale waves in the mesosphere and lower thermosphere observed by SABER. *Journal of the Atmospheric Sciences* 62, 4384-4399.

García R.R., D.R. Marsh, D.E. Kinnison, B.A. Boville y F. Sassi (2007), Simulations of secular trends in the middle atmosphere, 1950–2003. *Journal of Geophysical Research* 112, D09301.

García R.R. y Randel (2008), Acceleration of the Brewer–Dobson circulation due to increases in greenhouse gases. *Journal of the Atmospheric Sciences* 65, 2731–2739.

García R.R., D.L. Hartmann y F. Sassi (2010), Tropospheric precursors of anomalous Northern Hemisphere stratospheric polar vortices. *Journal of Climate* 23, 3282-3299.

García R.R., T. A. Shaw, D. L. Hartmann y D. W. Waugh (2012), Does the Holton–Tan Mechanism Explain How the Quasi-Biennial Oscillation Modulates the Arctic Polar Vortex? *Journal of the Atmospheric Sciences* 69, 1713-1733.

Garfinkel C.I. y D.L. Hartmann (2007), Effects of the El-Niño Southern Oscillation and the Quasi-Biennial Oscillation on polar temperatures in the stratosphere. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 112, D19112.

Garfinkel C.I. y D.L. Hartmann (2008), Different ENSO Teleconnections and Their Effects on the Stratospheric Polar Vortex. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 113, D18114.

## Bibliografía

Garfinkel C.I., D. L. Hartmann y F. Sassi (2010), Tropospheric Precursors of Anomalous Northern Hemisphere Stratospheric Polar Vortices. *Journal of Climate* 23, 3282–3299.

Garfinkel C.I., M. M. Hurwitz, D. W. Waugh y A. H. Butler (2012), Are the teleconnections of Central Pacific and Eastern Pacific El Niño distinct in boreal wintertime? *Climate Dynamics* 41, 1835-1852.

Gerber E. P., C. Orbe y L. M. Polvani (2009), Stratospheric influence on the tropospheric circulation revealed by idealized ensemble forecasts. *Geophysical Research Letters* 36, L24801.

Gerber E. P., M. Baldwin, H. Akiyoshi, J. Austin, S. Bekki, P. Braesicke, N. Butchart, M. Chipperfield, M. Dameris, S. Dhomse, S. Frith, R. Garcia, H. Garny, A. Gettelman, S. Hardiman, A. Karpechko, M. Marchand, O. Morgenstern, J. Nielsen, S. Pawson, T. Peter, D. Plummer, J. Pyle, E. Rozanov, J. Scinocca, T. Shepherd y D. Smale (2010), Stratosphere-troposphere coupling and annular mode variability in chemistry-climate models. *Journal of Geophysical Research* 115, D00M06.

Gibson J. K., P.Kallberg, S. Uppala, A. Hernández, A. Nomura y E. Serrano (1997), ECMWF Re-Analysis Project Report Series. 1. ERA Description. Reading, U. K., 66 pp.

Gill A.E. (1982), *Atmosphere-Ocean Dynamics*. Academic Press, New York, 662 pp.

Ghil M. y K.C. Mo (1991), Intraseasonal oscillations in the global atmosphere. Part II: Southern Hemisphere. *Journal of the Atmospheric Sciences* 48, 780-790.

Graham N. E. y T.P. Barnett (1987), Sea surface temperature, surface wind divergence and convection over tropical oceans. *Science* 238, 657–659.

## Bibliografía

Granier C. y G.P. Brasseur (1992), Impact of heterogeneous chemistry on predictions of ozone changes. *Journal of Geophysical Research* 97, 18015-18033.

Grim A. M, V. Barros y M. Doyle (2000), Climate Variability in Southern South America Associated with El Niño and La Niña Events. *American Meteorological Society* 13, 35-38.

Graf H.F. (1986), On El Niño/Southern Oscillation and Northern Hemispheric temperature. *Gerlands Beiträge zur Geophysik* 95, 63-75.

Graf H.F., I. Kirchner, A. Robock, and I. Schult (1993), Pinatubo eruption winter climate effects: Model versus observations. *Climate Dynamics* 9, 81-93.

Graf H.F. y Zanchettin D. (2012), Central Pacific El Niño, the "subtropical bridge", and Eurasian Climate. *Journal of Geophysical Research* 117, 762-765.

Goosse H., P.Y. Barriat, W. Lefebvre, M.F. Loutre y V. Zunz, (date of view). Introduction to climate dynamics and climate modeling. Online textbook available at <http://www.climate.be/textbook>.

Hegyí B.M. y Y. Deng (2011), A Dynamical Fingerprint of Tropical Pacific Sea Surface Temperatures on the Decadal-Scale Variability of Cool-Season Arctic Precipitation. *Journal of Geophysical Research*, D016001.

Hendon H.H., E. Lim, G.M. Wang, O. Alves y D. Hudson (2009), Prospects for predicting two flavors of El Niño. *Geophysical Research Letters* 36, L19713.

Hsiung J. y R.E. Newell (1983), The principal nonseasonal modes of variation of global sea surface temperature. *Journal of Physical Oceanography* 13, 1957-1967.

Hood L. L., B. E. Soukharev y J. P. McCormack (2010), Decadal variability of the tropical stratosphere: Secondary influence of the El Niño–Southern Oscillation. *Journal of Geophysical Research* 115, D11113.

## Bibliografía

Holton J.R y Lindzen (1972), An updated theory for the quasi-biennial cycle of the tropical stratosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences* 29, 1076-1080.

Holton J.R. y H.C. Tan (1980), The Influence of the Equatorial Quasi-Biennial Oscillation on the Global Circulation at 50 mb. *Journal of the Atmospheric Sciences* 37, 2200–2208.

Holton J. R. (1982), The role of gravity wave-induced drag and diffusion in 1727 the momentum budget of the mesosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences* 39, 791-799.

Horel J.D. y J.M. Wallace (1981), Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review* 109, 813-829.

Hoskins B. J. y D. J. Karoly (1981), The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. *Journal of the Atmospheric Sciences* 38, 1179–1196.

Hurwitz M.M., P.A. Newman, L.D. Oman y A.M. Molod (2011a), Response of the Antarctic Stratosphere to two types of El Niño events. *Journal of Climate*, 68, 812-822.

Hurwitz M.M., I. S. Song, L. D. Oman, P. A. Newman, A. M. Molod, S. M. Frith y J. E. Nielsen (2011b), Response of the Antarctic stratosphere to warm pool El Niño Events in the GEOS CCM. *Atmospheric Chemistry and Physics* 11, 9743-9767.

Ineson S. y A.A. Scaife (2009), The role of the stratosphere in the European climate response to El Niño. *Nature Geoscience* 2, 32-36.

Hamilton K. (1993), An examination of observed Southern Oscillation effects in the Northern Hemisphere stratosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences* 50, 3468–3473.



## Bibliografía

Hurwitz M.M, I.S. Song, L. D. Oman, P.A. Newman, A.M. Molod, S.M. Frith y J. E. Nielsen (2011b), Response of the Antarctic stratosphere to warm pool El Niño Events in the GEOS CCM. *Atmospheric Chemistry and Physics* 11, 9659-9669.

Kao H.Y. y J.Y. Yu (2009), Contrasting Eastern-Pacific and Central-Pacific types of El Niño. *Journal of Climate* 22, 615-632.

Karoly D.J. (1989), Southern Hemisphere circulation features associated with El Niño-Southern Oscillation events. *Journal of Climate* 2, 1239-1251.

Kayano M. T. (1997), Principal modes of the total ozone on the Southern Oscillation timescale and related temperature variations. *Journal of Geophysical Research* 102 (D22), 25797–25806.

Kinne S., O. B. Toon y M. J. Prather (1992), Buffering of stratospheric circulation by changing amounts of tropical ozone: A Pinatubo case study. *Geophysical Research Letters* 19, 1927–1930.

Kodera K., M. Chiba, K. Yamazaki y K. Shibata (1991), A possible influence of the polar night stratospheric jet on the subtropical tropospheric jet. *Journal of the Meteorological Society of Japan* 69, 715-721.

Kim H.M., P.J. Webster y J.A. Curry (2009), Impact of shifting patterns of Pacific Ocean warming on North Atlantic tropical cyclones. *Science* 325, 77-80.

Kodera K. (2010), Change in the ENSO Teleconnection Characteristics in the boreal winter. *Sola* 6A. 21-24.

Kryjov V. N. y C.K. Park (2007), Solar modulation of the El Niño/Southern Oscillation impact on the Northern Hemisphere annular mode. *Geophysical Research Letters* 34, L10701.

Kug J.S., F.F. Jin y S.I. An (2009), Two types of El Niño Events: Cold Tongue El Niño and Warm Pool El Niño. *Journal of Climate* 22, 1499–1515.

## Bibliografía

Kuroda Y. (2007), Effect of QBO and ENSO on the solar cycle modulation of winter North Atlantic oscillation. *Journal of the Meteorological Society of Japan* 85, 889–898.

Labitzke K. y H. van Loon (1997), The signal of the 11-year sunspot cycle in the upper troposphere-lower stratosphere. *Space Science Reviews* 80, 393-410.

Labitzke K. y Van Loon H. (1999), *The stratosphere: phenomena, history and relevance*. Springer New York, 179 pp.

Larkin N. K. y Harrison D.E. (2005), On the definition of El Niño and associated seasonal average U.S. weather anomalies. *Geophysical Research Letters* 23, L13705.

Lean J., G. Rottman, J. Harder y G. Kopp (2005), SORCE contributions to new understanding of global change and solar variability. *Solar Physics* 230, 27–53.

Li T., N. Calvo, J. Yue, X. Dou, J. M. Russell, M. G. Mlynczak, C. She y X. Xue (2013), Influence of El Niño-Southern Oscillation in the mesosphere. *Geophysical Research Letters* 40, 3292-3296.

Lindzen R. S. (1981), Turbulence and stress due to gravity wave and tidal 1768 breakdown. *Journal of Geophysical Research* 86, 9701-9714.

Liu J. y Curry J.A. (2004), Recent Arctic Sea Ice Variability: Connections to the Arctic Oscillation and the ENSO. *Geophysical Research Letters* 31, L09211.

Liu J., Vavrus S., He F., Wen N. y Zhong Y. (2005), Rethinking tropical ocean response to global warming: The enhanced equatorial warming. *Journal of Climate* 18, 4684-4700.

Lu H., Baldwin M. P., Gray L. J. y Jarvis M. J. (2008), Decadal - scale changes in the effect of the QBO on the northern stratospheric polar vortex. *Journal of Geophysical Research* 113, D10114.

## Bibliografía

Madden R.A. y Julian P.R. (1972), Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. *Journal of the Atmospheric Sciences* 29, 1109–1123.

Manabe S. y B.G. Hunt (1968), Experiments with a stratospheric general circulation model, I. Radiative and dynamic aspects. *Monthly Weather Review* 96, 477-502.

Mantua N. J., S. R. Hare, Y. Zhang, J. M. Wallace y R. C. Francis (1997), A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon. *Bulletin of the American Meteorological Society* 78, 1069-1079.

Mantua N. J. y S.R. Hare (2002), The Pacific Decadal Oscillation. *Journal of Oceanography* 58, 35-44.

Manzini E., M. A. Giorgetta, M. Esch, L. Kornblueh y E. Roeckner (2006), The influence of sea surface temperatures on the northern winter stratosphere: Ensemble simulations with the MAECHAM5 model. *Journal of Climate* 19, 3863-3881.

Manzini E., N.A. McFarlane y C. McLandress (1997), Impact of the Doppler-spread parameterization on the simulation of the middle atmosphere circulation using the MAECHAM4 general circulation model. *Journal of Geophysical Research* 102, 25751-25762.

Marsh, D. y R. Garcia (2007), Attribution of decadal variability in lower stratospheric tropical ozone. *Geophysical Research Letters* 34, L21807.

Matsuno T. (1970), Vertical propagation of stationary planetary waves in the winter Northern Hemisphere. *Journal of the Atmospheric Sciences* 27, 871-883.

Matsuno T. (1971), A dynamical model of the stratospheric sudden warming. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 28, 1479–1494.

## Bibliografía

Matthes K., U. Langematz , L.L. Gray, K. Kodera y K. Labitzke (2004), Improved 11-year solar signal in the Freie Universität Berlin Climate Middle Atmosphere Model (FUB-CMAM). *Journal of Geophysical Research* 109, D06101.

Matthes K., D. Marsh, R. Garcia, D. Kinnison, F. Sassi y S. Walters (2010), Role of the QBO in modulating the influence of the 11 year solar cycle on the atmosphere using constant forcings. *Journal of Geophysical Research* 115, D18110.

Meyers S.D., O' Brien J.J. y Thelin E. (1999), Reconstruction of monthly Sea Surface Temperatures in the tropical Pacific Ocean during 1868-1993 using adaptive climate basis functions. *Monthly Weather Review* 127, 1599-1612.

Mo K.C. (1999), Relationships between low frequency variability in the Southern Hemisphere and Sea Surface Temperature Anomalies. *Journal of Climate* 13, 3599-3610.

Mo, K. C. y M. Ghil (1987), Statistics and dynamics of persistent anomalies. *Journal of the Atmospheric Sciences* 44, 877-901.

Mo K.C. y R.W. Higgins (1998), The Pacific–South American Modes and Tropical Convection during the Southern Hemisphere Winter. *Monthly Weather Review* 126, 1581-1596.

Mo K.C. y J. Peagle (2001), The Pacific–South American Modes and their downstream effects. *International Journal of Climatology* 21, 1211-1229.

Newman M., Compo G. y Alexander M. (2003), ENSO-forced variability of the Pacific decadal oscillation. *Journal of Climate* 16, 3853-3857.

William T. Peterson y Franklin B. Schwing (2003), A new climate regime in northeast pacific ecosystems. *Geophysical Research Letters* 30 (17), 1896.

## Bibliografía

Plumb R. A. (2002), Stratospheric Transport. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 80, 793–809.

Randel W.J. (2004), Wider connections for El Niño. *Nature* 431, 920-921.

Randel W.J. y F. Wu (1996), Isolation of the ozone QBO in SAGE II data by singular-value decomposition. *Journal of the Atmospheric Sciences* 53, 2546–2559.

Randel W.J, R. R. Garcia, N. Calvo y D. Marsh (2009), ENSO influence on zonal mean temperature and ozone in the tropical lower stratosphere. *Journal of Geophysical Research* 36, L15822.

Rayner N.A., D.E. Parker, E.B. Horton, C.K. Folland, L.V. Alexander, D.P. Rowell, E.C. Kent y A. Kaplan (2003), Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *Journal of Geophysical Research* 108, 4407-4444.

Reed R.J., W.J. Campbell, L.A. Rasmusson y D.G. Rogers (1961), Evidence of a downward propagating annual wind reversal in the equatorial stratosphere. *Journal of Geophysical Research* 66, 813-818.

Reid G. C., K. S. Gage y J. R. McAfee (1989), The thermal response of the tropical atmosphere to variations in equatorial Pacific sea surface temperature. *Journal of Geophysical Research* 94, 14705–14716.

Ribera P. y M.E. Mann (2002), Interannual variability in the NCEP Reanalysis 1948-1999. *Geophysical Research Letters* 29 (10), 1494.

Richman M.B. (1986), Review article, rotation of principal components. *Journal of Climate* 6, 293-335.

Richter J.H., F. Sassi y R.R. García (2010), Toward a physically based gravity wave source parameterization in a general circulation model. *Journal of the Atmospheric Sciences* 67, 136–156.

## Bibliografía

Robock A.D (1991), The volcanic contribution to climate change of the past 100 years. In: Schlesinger ME (ed) Greenhousegas-induced climate change: a critical appraisal of simulations and observations. Elsevier, Amsterdam, pp 429-444.

Robock A.D y Melissa P. Free (1995), Ice cores as an index of global volcanism from 1850 to the present. *Journal of Geophysical Research* 100, 11549-11567.

Rodriguez-Fonseca B., I. Polo, J. García-Serrano, T. Losada, E. Mohino, C.R. Mechoso y F. Kucharski (2009). Are Atlantic Niños enhancing Pacific ENSO events in recent decades? *Geophysical Research Letters* 36, L20705.

Rogers J. C. y H. van Loon (1982), Spatial variability of sea level pressure and 500 mb Height Anomalies over the Southern Hemisphere. *Monthly Weather Review* 110, 1375-1392.

Sassi F., R. R. Garcia, B. A. Boville y H. Liu (2002), On temperature 1858 inversions and the mesospheric surf zone. *Journal of Geophysical Research*, 107(D19).

Sassi F., D. Kinnison, B.A. Boville, R.R. García y R. Roble (2004), Effects of El Niño-Southern Oscillation on the dynamical, thermal and chemical structure of the middle atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, 109, D17108.

Sato M., J. Hansen, M. McCormick y J. Pollack (1993), Stratospheric aerosol optical depths, 1850–1990. *Journal of Geophysical Research*, 98(D12), 22987–22994.

Simmons A.J. y J.K.Gibson (2000), The ERA40 Project Plan, ERA40 Project Report Series, No.1, ECMWF, 63pp.

Smagorinsky J., S. Manabe y J.L. Holloway (1965), Numerical results from a nine-level general circulation model of the atmosphere. *Monthly Weather Review* 93, 727-768.

## Bibliografía

Solomon, S., R. Rolando, F.S. Rowland, y D.J. Wuebbles (1986), On the depletion of Antarctic Ozone. *Nature* 321, 755-758.

Solomon S. y L. Qian (2005), Solar extreme-ultraviolet irradiance for general circulation models. *Journal of Geophysical Research* 110, A10306.

SPARC CCMVal (2010), SPARC Report on the Evaluation of Chemistry-Climate Models, V. Eyring, T. G. Shepherd, D. W. Waugh (Eds.), SPARC Report No. 5, WCRP-132, WMO/TD-No. 1526, <http://www.atmosp.physics.utoronto.ca/SPARC>.

Straus D. M. y J. Shukla (2002), Does ENSO force the PNA? *Journal of Climate* 15, 2340 -2358.

Sung M. K., B. M. Kim y S. I. An (2014), Altered atmospheric responses to eastern Pacific and central Pacific El Niños over the North Atlantic region due to stratospheric interference. *Climate Dynamics* 42, 159-170.

Taguchi M. y D. L. Hartmann (2006), Increased occurrence of stratospheric sudden warmings during El Niño simulated by WACCM. *Journal of Climate* 19, 324-332.

Takahashi K., A. Montecinos, K. Goubanova y B. Dewitte (2011), ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño. *Geophysical Research Letters* 38, L10704.

Thomas M.A., C. Timmreck, M. A. Giorgetta, H.-F. Graf y G. Stenchikov (2009), Simulation of the climate impact of Mt. Pinatubo eruption using ECHAM5 – Part 1: Sensitivity to the modes of atmospheric circulation and boundary conditions. *Atmospheric Chemistry and Physics* 9, 757-769.

Thompson D. y Wallace J (2000), Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part I: Mont-to-Month Variability. *Journal of Climate* 13, 1000-1016.



## Bibliografía

Thompson D., M. Baldwin y S. Solomon (2005), Stratosphere-troposphere coupling in the Southern Hemisphere. *Journal of Climate* 62, 708-715.

Thompson D, S. Solomon, P. J. Kushner, M. H. England, K. M. Grise y D. J. Karoly (2011), Signatures of the Antarctic ozone hole in Southern Hemisphere surface climate change. *Nature Geoscience* 4, 741–749.

Tilmes S., R.R. García, D.E. Kinnison, A. Gettelman y P.J. Rasch (2009), Impact of geoengineered aerosols on the troposphere and stratosphere. *Journal of Geophysical Research* 114, D12305.

Toniazzo T. y A. A. Saife (2006), The influence of ENSO on winter North Atlantic climate. *Geophysical Research Letters* 33, L24704.

Trenberth K. E., G. W. Branstator, D. Karoly, A. Kumar, N.-C. Lau y C. Ropelewski (1998), Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures. *Journal of Geophysical Research* 103, 14291–14324.

Trenberth K.E. y D.P. Stepaniak (2001). Indices of El Niño Evolution. *Journal of Climate* 14, 1697-1701.

Trenberth K.E. y L.Smith (2009), Variations in the Three-Dimensional Structure of the Atmospheric Circulation with Different Flavors of El Niño. *Journal of Climate* 22, 2978–2991.

Uppala S., P. Kallberg, A. Hernández, S. Saarinen, M. Fiorino, X. Li, K. Onogi, N. Sokka, U. Andrae y V. Da Costa Bechtold (2004), ERA40: ECMWF 45-year reanalysis of the global atmosphere and surface conditions 1957-2002. *ECMWF Newsletter* 101, 2-21, Reading, England, United Kingdom.

Uppala S. M., Kallberg, P. W., Simmons, A. J., Andrae, U., da Costa Bechtold, V., Fiorino, M., Gibson, J. K., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G. A., Li, X., Onogi,

## Bibliografía

K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R. P., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M. A., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Caires, S., Chevallier, F., Dethof, A., Dragosavac, M., Fisher, M., Fuentes, M., Hagemann, S., Holm, E., Hoskins, B. J., Isaksen, I., Janssen, P. A. E. M., Jenne, R., McNally, A. P., Mahfouf, J.-F., Morcrette, J.-J., Rayner, N. A., Saunders, R. W., Simon, P., Sterl, A., Trenberth, K. E., Untch, A., Vasiljevic, D., Viterbo, P. y Woollen, J. (2005), The ERA40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 131, 2961–3012.

Van Loon H., y K. Labitzke (1987), The Southern Oscillation. Part V: The anomalies in the lower stratosphere of the Northern Hemisphere in winter and a comparison with the quasi-biennial oscillation. *Monthly Weather Review* 109, 149-155.

Vera C., G. Silvestri, V. Barros y A. Carril (2004), Differences in El Niño response over the Southern Hemisphere. *Journal of Climate* 17, 1741-1753.

Veryand R.G. y R.A. Ebdon (1961), Fluctuations in tropical stratospheric winds. *Australian Meteorological Magazine* 90, 125.

Vimont D. (2005), The contribution of the interannual ENSO cycle to the spatial pattern of decadal ENSO-like variability. *Journal of Climate* 18, 2080-2092.

Wallace J. M. y D. S. Gutzler (1981), Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Monthly Weather Review* 109, 784-812.

Wallace J.M y F.C. Chang (1982), Interannual variability of the wintertime polar vortex in the Northern Hemisphere middle stratosphere. *Journal of the Meteorological Society of Japan* 60, 149–155.

Wang B. y S. I. Ann (2001), Why the properties of El Niño changed during the late 1970s. *Geophysical Research Letters* 28, 3709-3712.

Weare B.C., A. R. Navato y R.E. Newell (1976), Empirical orthogonal analysis of Pacific sea surface temperatures. *Journal of Physical Oceanography* 6, 671-678.

## Bibliografía

Weare B.C (2006), Structure of Stratospheric Wave Responses to ENSO Convection. *Journal of Climate* 22, 5089-5101.

Weng H., K. Ashok, S.K. Behera, S.A. Rao y T. Yamagata (2007), Impacts of recent El Niño Modoki on dry/wet conditions in the Pacific rim during boreal summer. *Climate Dynamics*, 29, 113-129.

Weng H., K. Behera y T. Yamagata (2009), Anomalous winter climate conditions in the Pacific rim during recent El Niño Modoki and El Niño events. *Climate Dynamics*, 32, 663-674.

Xie F., Li, J., Tian, W., Feng, J (2012), Signals of El Niño Modoki in the tropical tropopause layer and stratosphere. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions* 12, 3619-3653.

Yeh S.H., J.S. Kug, B. Dewitte, M.H. Kwon, B.P. Kirtman y F.F. Jin (2009), El Niño in a changing climate. *Nature* 461, 511-514.

Yu J.Y. y S. T. Kim (2010), Three evolution patterns of Central-Pacific El Niño. *Geophysical Research Letters* 37, L08706.

Yu J. Y y S. T. Kim (2010), Identification of Central-Pacific and Eastern-Pacific types of ENSO in CMIP3 models. *Geophysical Research Letters* 37, L15705.

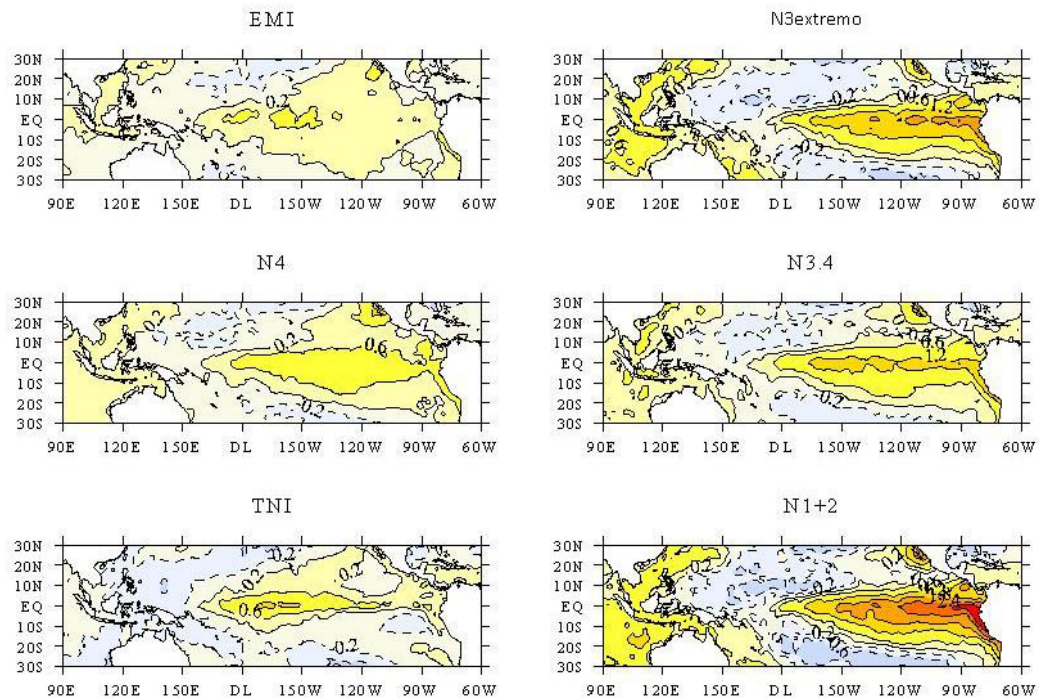
Yuan X. (2004), ENSO-related impacts on Antarctic sea ice: Synthesis of phenomenon and mechanisms. *Antarctic Science*, 16(4), 415–425.

Yulaeva E. y J. M. Wallace (1994) The signature of ENSO in global temperature and precipitation fields derived from the microwave sounding unit. *Journal of Climate* 7, 1719–1736.

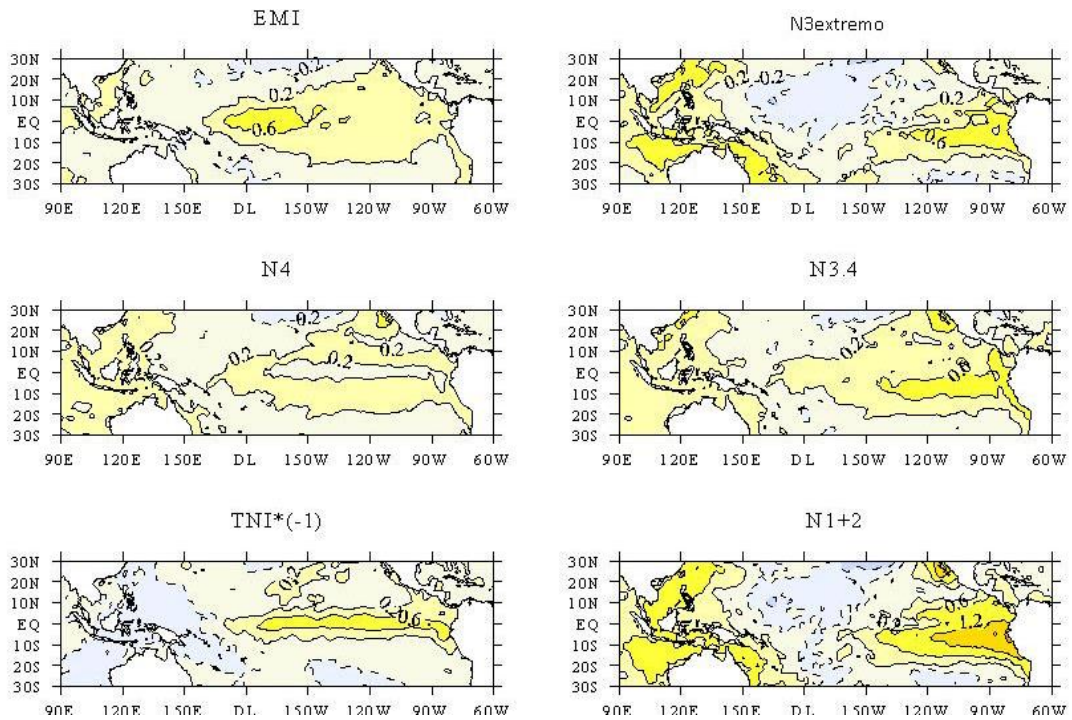
Zubiaurre I. y N. Calvo (2012), The El Niño–Southern Oscillation (ENSO) Modoki signal in the stratosphere, *Journal of Geophysical Research* 117, D04104.



## Apéndice



**Figura A1.** Anomalías de temperatura superficial del mar (SSTA) para el promedio marzo, abril y mayo (MAM) para distintos episodios, según el índice elegido de acuerdo a la Tabla 2.2. Los contornos están dibujados cada 0.4K.



**Figura A2.** Anomalías de temperatura superficial del mar (SSTA) para el promedio octubre, noviembre y diciembre (OND) para distintos episodios, según el índice elegido de acuerdo a la Tabla 2.2. Los contornos están dibujados cada 0.4K.



# Acrónimos

## A

AAO: Antartic Oscillation (Oscilación Antártica)

AMS: American Meteorological Society (Sociedad Americana de Meteorología)

AO: Artic Oscillation (Oscilación Ártica)

AOD: Aerosol Optical Depth (Profundidad óptica de los aerosoles)

## C

CBD: Circulación de Brewer Dobson

CCM: Community Climate Model (Modelo Climático Comunitario)

CFL: Courant-Friedrichs-Lewy

## D

DEF: Diciembre, Enero y Febrero

## E

EMI: El Niño Modoki Index (Índice de El Niño Modoki)

ENSO: El Niño Southern Oscillation (El Niño Oscilación del Sur)

EOF: Empirical Orthogonal Functions (Funciones Ortogonales Empíricas)

EP: Elisassen Palm

## F

$F_{10.7}$ : Flujo emitido con una longitud de onda de 10.7 cm

## G

GCM: General Circulation Model (Modelo de Circulación General)

## H

HN: Hemisferio Norte

HS: Hemisferio Sur

HT: Holton y Tan



## **I**

IOD: Indian Ocean Dipole (Dipolo del Océano Índico)

## **J**

JJA: junio, julio, agosto

## **M**

MAECHAM: Middle Atmosphere European Centre/Hamburg Model, MAECHAM5

MAM: marzo, abril, mayo

MERRA: Modern Era Retrospective-Analysis for Research and Applications

MSU: Microwave Sounding Unit (Unidad de Sonido Microondas)

## **N**

N1+2: Índice Niño 1+2

N3: Índice Niño 3

N3.4: Índice Niño 3.4

N4: Índice Niño 4

NAE: North Atlantic-Europe (Europa-Norte del Atlántico)

NAM: Northern Hemisphere Annular Mode (Modo Anular del Hemisferio Norte)

NAO: North Atlantic Oscillation (Oscilación del Atlántico Norte)

NOAA: National Oceanic Atmospheric Administration (Administración Nacional de Estados Unidos del Océano y la Atmósfera)

## **O**

OLR: Outgoing Longwave Radiation (Radiación de Onda Larga saliente)

## **P**

PC: Principal Component (Componente Principal)

PDO: Pacific Decadal Oscillation (Oscilación Decadal del Pacífico)

PNA: Pacific/North American teleconnection pattern (patrón de teleconexión del Pacífico y Norteamérica)

PSA: Pacific/South American teleconnection pattern (patrón de teleconexión del Pacífico y Sudamérica)

## Q

QBO: Quasi-Biennial Oscillation (Oscilación Cuasi-Bienal)

## S

SAO: Semi-Annual Oscillation (Oscilación Semi-Anual)

SLP: Sea Level Pressure (Presión a Nivel del Mar)

SOI: Southern Oscillation Index (Índice de la Oscilación del Sur)

SPCZ: South Pacific Convergence Zone (Zona de Convergencia del Pacífico Sur)

SSCP: Subtropical South Central Pacific (Pacífico Sur Central Subtropical).

SST: Sea Surface Temperature (Temperatura Superficial del Mar)

SSTA: Sea Surface Temperature Anomaly (Anomalía de Temperatura Superficial del Mar)

SSW: Stratospheric Sudden Warmings (Calentamientos Súbitos Estratosféricos)

## T

TEM: Transformed Eulerian Mean (Promedio Euleriano Transformado)

TNI: Trans-Nino Index (Índice Trans-Nino)

## U

UTLS: Upper Troposphere-Lower Stratosphere (Alta troposfera-Baja estratosfera)

## W

WACCM: Whole Atmosphere Community Climate Model (Modelo Climático Comunitario de la Atmósfera Completa)



